Morphologische Studien

im

Drage- und Küddowgebiet

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde genehmigt von der
Philosophischen Fakultät der Friedrich-Wilhelms-Universität
zu Berlin

Von

Horst-Gotthard Ost

aus Lübeck

Tag der Promotion: 14. Oktober 1933

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Juli 1933

581

Morphologische Studien

im

Drage- und Küddowgebiet

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde genehmigt von der
Philosophischen Fakultät der Friedrich-Wilhelms-Universität
zu Berlin

Von

Horst-Gotthard Ost

aus Lübeck

Tag der Promotion: 14. Oktober 1933

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Juli 1933

Referenten: Privatdozent Dr. Louis
Professor Dr. Krebs.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Morphologische Studien

im

Drage- und Küddowgebiet

Von

Horst Gotthard Ost

in Berlin-Steglitz

Mit einer geologisch-morphologischen Karte

Inhalt.

Einleitung und Problemstellung 8

Bisheriger Stand der Forschung 10

Die neuen Beobachtungen 13

A) Das Küddowgebiet
1. Der Küddow-Sander 13
2. Der Pilow-Sander 21
3. Die Baltische Terrasse und ältere Sander bis Schneidemühl 23

B) Das Netzegebiet
1. Das Usch-Schneidemühler Becken 26
2. Das Netzetal östlich der Enge von Usch 35
3. Aeltere Sander im Netzegebiet 37
4. Die Baltischen Netzeterrassen zwischen Drage- und Küddowmündung 38

C) Das Dragegebiet
1. Der Nörenberger und Welschenburger Sander . . . 42
2. Die Einschüttungslandschaft von Rahnwerder . . . 42
3. Der Kallieser und Körtnitzer Sander 43
4. Die Einschüttungslandschaft von Kratznick . . . 44
5. Der Sellnower Sander und die Marienwalder Einschüttungslandschaft 45
6. Das Gebiet östlich der Baltischen Drageterrassen . 46
7. Das Gebiet westlich der Baltischen Drageterrassen 47
8. Die Baltischen Drageterrassen und der Uebergang in das Netzetal 49
9. Beitrag zur postbaltischen Entwicklungsgeschichte der Drage 52

D) Aeltere Sander im Raum zwischen Drage- und Küddowgebiet 54

Das Problem der Stufen im Diluvialplateau . 59

Rückblick 61

Zusammenfassung der Ergebnisse 62

Literaturverzeichnis 67
Karten 68

Vorwort.

Die Anregung zu meiner Arbeit erhielt ich im Laufe der Jahre 1930 und 1931 anläßlich mehrerer Exkursionen zum Studium des mittleren und unteren Odertals unter Führung von Herrn Privatdozenten Dr. LOUIS. Es erwachte der Wunsch in mir, das benachbarte Gebiet des Warthe- und Netzebruchs in ähnlicher Weise zu bearbeiten. Dieses Thema wurde mir von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Universitätsprofessor Dr. KREBS, Direktor des Geographischen Instituts der Universität Berlin, als Dissertation gestellt, dem ich dafür wie für alle anderen wertvollen Unterstützungen und Anweisungen zu außerordentlichem Dank verpflichtet bin. Im Laufe der Untersuchungen drängten sich jedoch die Fragen, die die von der Baltischen Stillstandsphase ausgehenden Entwässerungsbahnen betrafen, immer mehr in den Vordergrund, so daß das Thema räumlich und sachlich die vorliegende Abänderung erfuhr.

Die fernere Leitung der Arbeit übernahm dann Herr Privatdozent Dr. LOUIS, dem ich für seine reichen Förderungen und Anregungen sowie eine gemeinsame Begehung einiger wichtiger Teile des Untersuchungsgebietes meinen tiefgefühlten Dank ausspreche.

Für weitere Unterstützung bin ich zu Dank verpflichtet Herrn FRASE in Schneidemühl sowie Herrn Dr. HORN in Regenthin, der mir in liebenswürdiger Weise die Ergebnisse der von ihm vorgenommenen geologischen Untersuchung der Staatsforst Hochzeit (Neum.) zur Verfügung stellte.

Bereitwilligstes Entgegenkommen fand ich ferner bei den Behörden, dem Städtischen Bauamt in Schneidemühl, dem Kulturbauamt der Regierung daselbst und den Oberförstereien bei Einsichtnahme der Bohrregister und Bodeneinschläge, wofür ich auch an dieser Stelle ergebenst danke.

Einleitung und Problemstellung.

In den Jahren 1929, 30 und 31 fanden mehrere größere und kleinere Exkursionen des Geographischen Instituts der Universität Berlin unter Leitung von Herrn Privatdozenten Dr. LOUIS zum Studium des mittleren und unteren Odertals statt. Sie begannen in der Krossener Gegend und im Sternberger Land, in einer Gegend, deren fluvioglaziale Entwässerungsbahnen lange vor der Zeit der „Großen Baltischen Endmoräne" KEILHACKs (6), dem „Pommerschen Stadium" WOLDSTEDTs (29), angelegt worden waren. Nach N fortschreitend wurden dann im Oderbruch die Spuren (Deltas, Terrassen) eines Stausees in rund 32 m NN (12) entdeckt. Sie beweisen eine spätglaziale Aufbiegung des alten Talbodens westlich Eberswalde, dessen Wasserscheide heute bei Zerpenschleuse in rund 40 m liegt. Einen andern Abfluß als diesen gab es für den See nicht, da im Norden das Inlandeis lag. Dieser Eisstausee war jedoch, wie sich an verschiedenen Stellen nachweisen ließ, jünger als die Baltische Endmoräne. So ergab sich von selbst die Frage nach den Entwässerungsverhältnissen zur Zeit der Baltischen Eisrandlage.

Ich wollte diese zunächst für das im O anschließende Gebiet des Warthebruchs klären. Doch wiesen sämtliche für die Lösung des Problems in Frage kommenden Faktoren mit solcher Intensität weiter nach N und O, daß ich mich entschloß, die Fragen nicht von unten her, gegen, sondern von oben her, mit der damaligen Entwässerung schreitend, anzugehen. Besonders geeignet erschienen mir hierzu zwei große Sander, die das Skandinavische Inlandeis zur Zeit der Baltischen Eisrandlage nach S entsandte. Sie werden heute, ähnlich den Urstromtälern, von kleinen, epigonenhaften Flüssen entwässert, der Drage und der Küddow, die ihnen den Namen gegeben haben. Beide entspringen im Endmoränengebiet auf der Hinterpommerschen Seenplatte. Die Küddow mündet an der derzeitigen polnischen Grenze bei Usch südlich Schneidemühl in die Netze, die Drage weiter unterhalb bei Kreuz a. d. Ostbahn. — Behandelt wurde ferner das dazwischen liegende Stück des sog. Thorn-Eberswalder Urstromtals, um die Verbindung zwischen beiden Sandern herzustellen. Hierbei mußte allerdings auf die genauere Begehung des heute polnischen Südufers der Netze aus naheliegenden Gründen größtenteils verzichtet werden.

Die technischen Schwierigkeiten auf deutscher Seite lagen im wesentlichen in der Unvollkommenheit der topographischen Meßtischblätter[1]), die hier z. gr. Teil noch aus den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts stammen und die als Arbeitskarten im Gelände dienten. Die Ergebnisse wurden nachher farbig auf Einheitsblätter der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000 übertragen. Es handelt sich um die Nummern 25, 39, 40, 54, 55. Leider ließ sich ein Druck derselben aus wirtschaftlichen Gründen nicht ermöglichen. Von den geologisch-morphologischen Ergebnissen wurde deshalb eine einfarbige Verkleinerung im Maßstab 1 : 200 000 hergestellt. Diese wurde auf einen vom Reichsamt für Landesaufnahme hergestellten Zusammendruck der Schwarzplatten aus den Sektionen 79 und 80 der Topographischen Uebersichtskarte des Deutschen Reiches 1 : 200 000 und der Kirchenkarte der Provinz Pommern aufgedruckt. — An geologischen Spezialkarten waren nur die das Zwischenstück an der Netze betreffenden Blätter No. 5—6 und 11 bis 12 der Gradabt. 47 und No. 1—4 und 7—9 der Gradabt. 48 vorhanden. — Die eingeklammerten arabischen Ziffern im Text beziehen sich auf das Literaturverzeichnis.

[1]) Vgl. S. 25 und 29.

Bisheriger Stand der Forschung.

Zuerst ist hier die „Geologisch-morphologische Uebersichtskarte der Provinz Pommern“ (35) von KEILHACK zu erwähnen, die er seiner grundlegenden Arbeit vom Jahre 1898 (6) beigab. Sie brachte als Randbildung einer einheitlichen Stillstandslage des sich zurückziehenden letzten Inlandeises die sog. „Große Baltische Endmoräne“ auf der Wasserscheide des Mecklenburgisch-Pommerschen Höhenrückens. Diese zeigt im Gebiet der unteren Weichsel und Oder zwei Ausbuchtungen, die KEILHACK auf zwei in diesen Tiefenzonen besonders weit nach Süden vordringende Eislappen, den Weichsel- und Oderlobus, zurückführte. Die Südabdachung des Höhenrückens sollte von großen Schotterflächen, den Sandern, bedeckt sein, deren Schmelzwasser, vor dem Eisrande nach W abfließend, ein sog. Urstromtal schufen. Aber schon KEILHACK brachte in seiner Karte zum Ausdruck, daß diese Schotterflächen kein einheitliches Ganzes bilden, sondern daß sie durch mehr oder weniger große Geschiebelehminseln getrennt werden. Ferner machte er auf eine andere Unstimmigkeit aufmerksam, der er aber kein allzu großes Gewicht beilegte: alle Sander, die angeblich von der Baltischen Endmoräne herabkommen, hängen 5 und mehr Meter über der für den Abfluß über den Eberswalder Paß in Frage kommenden Terrasse des Urstromtals.

Fast sämtliche Hauptbestandteile der KEILHACKschen Auffassung leugnet MAAS 1904 (14), also besonders die Einheitlichkeit der Baltischen Endmoräne, der dazugehörigen Sander und des Urstromtals. Er weist darauf hin, daß zwischen Urstromtal und Baltischer Stillstandslage noch verschiedene andere Endmoränen existieren, daß sie sogar mehrfach das Haupttal kreuzen und daß dieses nur eine Reihe perlschnurartig hinter einander liegender Seebecken sei, die durch eben diese Endmoränen aufgestaut wurden. MAAS hat indes diese Anschauungen nicht in Form einer Karte niedergelegt. Nur einer vier Jahre vorher erschienenen Arbeit (13) hatte er eine Uebersichtskarte beigegeben, die in ihrem westlichen Teil auch auf unser Gebiet übergreift. Auf ihr sind einige — im Gegensatz zu dem KEILHACKschen Odergletscher — O — W verlaufende Endmoränen zwischen Dramburg im W und Jastrow—Landeck im O richtig dargestellt. Nur sind von ihm die jene Endmoränen durchbrechenden jüngeren Baltischen Sander fälschlicherweise mit ihnen verknüpft worden.

Im Jahre 1911 wurde von JENTZSCH, KORN, KRAMER, BEHR und KOEHNE die Aufnahme der in unser Gebiet fallenden geologischen Spezialkarten (34) in Angriff genommen. Sie umfaßte im wesentlichen das bereits erwähnte Zwischenstück des

Netzetales mit seinen Terrassen. Soviel verschiedene Autoren, soviel verschiedene Deutungen erfuhren diese hoch gelegenen Verebnungsflächen. Ein Mal werden sie als „Bildungen geschlossener Becken" (Bl. Stieglitz und Scharnikau, ein ander Mal als „Bildungen der Täler und Becken" (Bl. Gultsch) und zum dritten als „Sander" (Bl. Eichberg, Gr. Drensen, Kreuz, Filehne) bezeichnet. Diesen Fragen war also nachzugehen. — In einer späteren Arbeit (10) hat sich KORN dann endgültig dazu entschlossen, diese Hochterrassen als Sanderflächen aufzufassen, die teils von N, von der Gr. Drensener und Stieglitzer Endmoräne her, teils von O, von der Scharnikauer Endmoräne her, aufgeschüttet worden seien. Dann habe der Sander, der von der Driesener Endmoräne nach S geschüttet wurde und heute in rund 35—40 m über dem Netzetal abgeschnitten wird, zeitweise den Abfluß nach W versperrt und kurzdauernde Stauseen weiter oberhalb hervorgerufen. Diese zerstörten die Sanderflächen teilweise und stuften sie. Später schufen sich die Schmelzwasser wieder einen Abfluß nach W und schnitten Flußterrassen in die Stauseeterrassen ein. Der ganze Vorgang habe sich mehrmals wiederholt.

Im Jahre 1916 erschien eine auf dreiwöchentlicher Begehung des Geländes fußende Arbeit von KORN (10), der auch eine verhältnismäßig genaue Karte im Maßstab 1 : 300 000 beigegeben war. Er erkennt die Baltische Endmoräne KEILHACKs an, bringt aber als Neues eine genaue Darstellung der zwischen dem Urstromtal und der Baltischen Stillstandslage sich einschaltenden älteren Endmoränenzüge. Manche Geschiebelehminseln werden neu entdeckt, die Verbreitung der Sander weiter eingeschränkt, sodaß schließlich zwei wohlisolierte Individuen, der Drage- und Küddow-Sander entstehen. Beim Zurückgehen des Eises auf den Hinterpommerschen Höhenrücken schmilzt zwischen beiden ein besonderer Lobus ab, der Drage-Küddow-Gletscher. Dieser kann sich nicht solange halten, wie der Weichsel- und Oder-Lobus, da der genannte Höhenrücken die Eiszufuhr mehr in Richtung auf das untere Weichsel- und Odertal zu ablenkt. KORN verfolgt dann das Rückschmelzen dieses etwas älteren Zwischenlobus in einer Menge von Stillstandslagen, die er durch eine große Zahl von Endmoränen zu belegen sucht. Ob sie wirklich alle vorhanden sind, möchte ich dahingestellt sein lassen. Stichproben im Gelände zeigten, daß Skepsis an manchen Stellen angebracht ist[2]). Während so KORN die Endmoränenstaffeln im Gebiet des

---

[2]) So sind z. B. die Endmoränen des von ihm erwähnten Deutsch Kroner Bogens westlich Rose nicht vorhanden. Er bezeichnet sie selbst als „außerordentlich massige Bildungen, die erst in südlicher, dann in mehr östlicher Richtung bis südlich vom Gute Adlig Rose sich verfolgen lassen". (10, S. 419).— Wir finden hier zwar alle Anzeichen einer ehemaligen Eisrandlage. Der Rand des Diluvialplateaus gegen den Lemnitz-Sander im W ist durch eine Menge wirr durcheinanderlaufender und sich kreuzender Rinnen zerschnitten und in eine Anzahl von Inseln aufgelöst. Aber diese Inselstücke sind auf ihrer Oberfläche recht eben und liegen genau im Niveau des sich langsam nach W senkenden Diluvialplateaus (150—155 m). Vgl. auch die Kritik des sog. „Wittenberger Bogens" S. 27, 30 und 56.

Drage- und Küddow-Sanders in baltische und präbaltische zerlegte, dehnte er jedoch diese Konsequenz nicht auf die Darstellung der Sander aus. Ja, er versuchte auch nicht durch Aussonderung und Verfolgung des Baltischen Abflußsystems die Einheitlichkeit der Baltischen Stillstandsphase, die von verschiedenen Seiten angezweifelt war, zu beweisen. Nur an zwei Stellen verzeichnet er „Stufengrenzen im Sander": am Dombrowa-Berg bei Schneidemühl und an der Geschiebelehminsel von Marthe. Bei Marthe stellten sich jedoch die angeblichen höheren Sanderstufen nach eingehender Untersuchung als wellige, z. T. etwas sandig ausgebildete Teile des Diluvialplateaus heraus. Somit lagen die Ansatzpunkte zu weiterer Arbeit klar.

Im Jahre 1927 brachte RABBEL in einer nicht veröffentlichten Staatsexamenarbeit in Greifswald (17) eine morphologische Uebersichtskarte des Drage-Sanders im Maßstab 1 : 300 000. RABBEL leugnet das Bestehen eines einheitlichen Drage-Sanders. Er unterscheidet zwei Typen von Sandern, den „Bortensander" und den „Fächersander". Der Bortensander zieht sich als ein 3—4 km breites Band wie eine Borte vor der ganzen Endmoräne hin. Er ist ziemlich steil geneigt und noch recht wellig. Der Boden ist lehmhaltig, wenig durchspült und daher verhältnismäßig fruchtbar. Im großen und ganzen dürfte sich sein Begriff mit dem des Uebergangskegels decken, in dem eine geologische Verzahnung von Schottern und Moräne stattfindet. — Der Fächersander, dessen Begriff aus den WOLDSTEDTschen Anschauungen stammt, entwickelt sich nur dort, wo große subglaziale Rinnen aus dem eisbedeckten Hinterland kommend die Endmoräne durchbrachen. Vor solchen Gletschertoren breiten sie sich dann als weite, sanft geneigte Schwemmkegel aus, die meist von öden Kiefernforsten bestanden sind und deren Material der Korngröße nach von oben nach unten zu abnehmen soll. Solcher Fächersander unterscheidet RABBEL im Dragegebiet im ganzen vier: den Nörenberger, den Welschenburger, den Kallies-Körtnitzer und den Sellnower. Eine Frage läßt RABBEL jedoch unbeantwortet: Wo blieben die seiner eigenen Ansicht nach erheblichen Schmelzwassermengen, die jene großen Schwemmkegel aufschütteten? Er läßt das zwischen und unter den Sanderkegeln liegende Gelände weiß, nennt es zusammen mit dem umgebenden Diluvialplateau „Geschiebelandschaft glazialer Herkunft". Keine Andeutung von Abflußrinnen, Terrassen oder ähnlichen Verbindungen zum Netze-Tal hin. Hiermit war ein weiterer Ansatzpunkt für neue Forschung gegeben.

Im Jahre 1930 erschien dann, von der Geologischen Landesanstalt herausgegeben und von KEILHACK bearbeitet, eine „Geologische Karte der Provinz Pommern" im Maßstab 1 : 500 000, die auch die angrenzenden Teile der Grenzmark Posen-Westpreußen umfaßt (37). Leider bricht sie mit der neuen Reichsgrenze im Osten ab, was namentlich bei der Zerschneidung einer so ein-

heitlichen Landschaft, wie der des Netzetales mit seinen Terrassen, schmerzlich empfunden wird. Sie bringt im Drage-Küddow-Gebiet im wesentlichen die Auffassung von KORN (10) und stellt wie dieser die Schotterflächen noch als einheitliche Gebilde dar. Unzutreffend und durch die vorliegende Karte überholt ist besonders ihre Darstellung im Gebiet des Usch - Schneidemühler Beckens.

Außerhalb des bisherigen Gangs der Forschung schließlich steht SOLGER, der sämtliche fluvioglazialen und fluviatilen Erscheinungsformen des in Frage stehenden Gebietes mit Ausnahme der sog. Auenterrasse der heutigen Flüsse noch einmal vom Eis überdeckt wissen will (22, 23). Das letzte Inlandeis sei ohne Hervorbringen bedeutenderer Schmelzwassermengen hauptsächlich durch Verdunsten verschwunden. Auf seine Argumente werde ich noch im Laufe der Arbeit selbst zurückkommen. Immerhin dürften seine Anschauungen Forschungen in der von mir eingeschlagenen Richtung nicht ausschließen, da SOLGER ja selbst betont, daß die von ihm vertretene nochmalige Vereisung weniger formzerstörenden, als vielmehr konservierenden Einfluß gehabt habe. Der beste Beweis dafür wären dann die wohlerhaltenen, oft kaum 3—4 m hohen Terrassenkanten an der Drage und Küddow, die in diesem Falle eine nochmalige Eisbedeckung in voller Formenfrische überstanden hätten.

Die neuen Beobachtungen.

A. Das Küddowgebiet.

Ich beginne nun mit der Darstellung der eigenen Arbeitsergebnisse. Ich werde, auf dem Hinterpommerschen Höhenrücken anfangend, an Hand der morphologischen Karte zunächst im Küddowgebiet die Baltischen Entwässerungsbahnen verfolgen, sodann ihre Fortsetzung im Netze - Urstromtal bis zur Mündung der Drage. Dann wird, wieder auf dem Baltischen Höhenrücken beginnend, das Dragegebiet in vergleichender Weise derselben Betrachtung unterworfen werden. Es besteht die Möglichkeit, festzustellen, ob beide Entwässerungswege in einander übergehen, d. h. ob sie ein und derselben Eisrandlage ihre Entstehung verdanken. Aeltere und jüngere Abflußwege können von ihnen getrennt werden.

1. Der Küddow-Sander.

Wir beginnen in der Gegend südlich Rummelsburg in Hinterpommern. Die Baltische Endmoräne KEILHACKs — auf der Karte schematisch als Eisrandlage dargestellt — verläuft hier im allgemeinen auf der Wasserscheide in W—O Richtung. Sie bildet nicht etwa eine schmale Reihe wallförmiger Blockpackungen, sondern eine c. 15 km breite Zone zahlreicher hinter einander geschalteter Endmoränenstaffeln. Ihre Verknüpfung mit den sich südwärts neigenden Sanderflächen wurde 1930 von

ROEPKE (19) sichergestellt. Diese zeigen, daß sich die beiden Sandertypen RABBELs nicht immer klar trennen lassen und stellen einen Mischtyp zwischen beiden dar. Es kommen zwar große subglaziale Zuführungsrinnen von N aus der Gegend von Rummelsburg her, aber trotzdem ist der obere Anfang des Sanders bortensanderartig gewellt. ROEPKE (19) führt dies darauf zurück, daß in dieser Zone noch die Formen der kuppigen Grundmoränenlandschaft verschleiert durchschimmern: „Hier haben die Formen des Untergrundes die von allen Seiten herbeiströmenden Schmelzwassermassen nach Süden in zahllosen Rinnsalen abgeleitet, so daß es hier hauptsächlich nur zur Umlagerung von Lockermaterial und teilweisen Umgestaltung der Formen der ehemaligen kuppigen Grundmoräne bzw. des Uebergangsgebietes kam". — Ferner zeigen sich zahlreiche geschlossene Hohlformen in der Sanderfläche. Diese führe ich mit WOLDSTEDT (26—29) und zahlreichen anderen Forschern auf isolierte und später übersandete Toteisreste zurück, die beim Rückzug und Zerfall des Inlandeises vor seinem Rande liegen blieben. Daß Toteis überhaupt nicht bestanden habe, kann nach den neuesten Forschungen in Zentralasien[3]), Island[4]), den Vereinigten Staaten[5]) und Alaska[6]) wohl kaum noch behauptet werden.

Ich will an dieser Stelle noch kurz auf die von mir angewandten Signaturen eingehen. — Größere kreuzschraffierte Komplexe stellen Aufschüttungen endmoränen- oder kamesartigen Charakters im Bereich von Eisrandlagen dar. Beide Typen lassen sich schwer trennen, da sie eng mit einander verknüpft sind und häufig in einander übergehen (27, S. 175—176). Ihre Darstellung wurde bis auf häufige Stichproben im allgemeinen dem vorhandenen Literatur- und Kartenmaterial entnommen. Ihre Bedeutung für die Feststellung der Zusammengehörigkeit von Eisrandlagen ist weit geringer, als die der zugehörigen Terrassensysteme (vgl. S. 48!). Einfache Linien stellen Steilränder dar, und zwar bilden schwache die Begrenzung geschlossener Hohlformen oder solcher, die kein kontinuierliches Gefälle zeigen, im Sander. Sie können also nicht durch normale subaerische Erosion entstanden sein. Sie sind z. T. mit Wasser ausgefüllt oder humosen Alluvionen, wie Moor, Torf, Bruch oder nasser Wiese. Die punktierten Linien sind im Gegensatz zu den ausgezogenen Linien keine morphologischen, sondern geologische Begrenzungen. Sie wurden angewandt in Einschüttungslandschaften, wo von durchgehenden Steilrändern bei den Rinnen und Wannen nicht mehr die Rede sein kann,

---

[3]) Wissenschaftliche Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition, Teil 1: Geodätische, Topographische und Glaziologische Ergebnisse von Dr. R. FINSTERWALDER. Berlin 1932.

[4]) H. SPETHMANN: Forschungen am Vatnajökull auf Island und Studien über seine Bedeutung für die Vergletscherung Norddeutschlands. — Z. Ges. f. E., Berlin 1912.

[5]) R. F. FLINT: The stagnation and dissipation of the last ice-sheet. Geogr. Review, Vol. XIX, No. 2, S. 256—289, New York 1929.

[6]) J. C. RUSSEL: Mt. St. Elias and its glaciers. — The Amer. Journ. of. Science 1892, Ser. III, Bd. XLIII. New Haven 1892.

und dort, wo eine Fortführung der Darstellung ins Diluvialplateau hinein für das Verständnis von Nutzen erschien. Hierdurch kommt ihr vielfach rinnenartiger Charakter zur Geltung, der auf eine Anlage durch subglaziale Schmelzwasserkanäle schließen läßt (26, S. 805—9; 27, S. 172; 29, S. 78—88). Das Wasser stand in ihnen unter hydrostatischem Druck und war daher in der Lage, stellenweise tiefe Kolke auszustrudeln und sogar Schwellen und ansteigende Strecken zu überwinden. Sehen wir doch heute noch am Rande von rezenten Vereisungsgebieten in Spitzbergen, Island und am Malaspina-Gletscher in Alaska die Schmelzwasser an warmen Sommertagen unter hohem Druck fontänengleich unter dem Eisrand hervorschießen. Diese Phänomene müssen sich auch an dem riesigen diluvialen Inlandeis, das ganz Nordeuropa bedeckte, abgespielt haben, und zwar in viel großartigerem Maßstabe. — Im Bereich von Eisrandlagen zeigen diese Rinnen meist sehr charakteristische Windungen, Abknickungen und radiales Zusammenlaufen in großen Gletschertoren, vor denen sich in der Regel die weiten Schuttfächer der Schmelzwasser in Gestalt der Sander ausbreiten. Diese typischen Richtungsänderungen der Rinnen ermöglichen es uns auch später noch, wenn Endmoränen längst der Ueberschüttung oder Erosion durch die Schmelzwasser zum Opfer gefallen sind, ehemalige Eisrandlagen zu erschließen. Typisch ist an solchen Stellen auch das plötzliche Umbiegen der Rinnen auf längere Erstreckung aus der Radial- in die Marginalrichtung. Sehr schön zeigen dies die Rinnen des Stüdnitz- und Starsener Sees in der Gegend südlich Rummelsburg.

Geschlossene Hohlformen wurden im horizontal schraffierten Sander durch kleine, unregelmäßige Kreise oder Ellipsen dargestellt, die, wenn eine vorherrschende Richtung erkennbar ist, in dieser orientiert sind. Stehen sie dagegen auf weißem Untergrund, so bedeuten sie nicht Hohl-, sondern Aufschüttungsformen aus geschichteten Kiesen und Sanden. Sie müssen sub- oder inglazial fließenden Schmelzwassern ihre Entstehung verdanken, denn ihre Schichtung streicht heute in die Luft aus und eine Aufschüttung zu wallförmigen Gebilden läßt sich ohne umgebende Eiswände nicht denken. Ich habe mit voller Absicht für beide Erscheinungsformen die gleiche Signatur gewählt, da ich sie für den Ausdruck eines und desselben formschaffenden Prozesses halte, nur, daß das eine Mal der aufschüttende Faktor, das andere Mal der die Hohlformen konservierende quantitativ überwog. In unserer Gegend finden wir solche Aufschüttungsformen innerhalb der tiefen Rinnen, die den Sander durchziehen und die zur Zeit seiner Aufschüttung mit Toteis erfüllt gewesen sein müssen (28, 29, S. 104). Sobald diese Vollformen — es sind meist unregelmäßige, längliche Hügel und Wälle — das Niveau des Sanders erreichen, tragen sie oben eine Ebenheit und wurden dann mit der Signatur des Sanders versehen. Das ist z. B. im NO und SO von Reinfeld der Fall.

Mit stark ausgezogenen Linien wurden subaerisch gebildete oder zumindest nachgeschärfte Steilränder bezeichnet. Wenn wir

jetzt mit dem Gefälle des Sanders nach S wandern, treffen wir in der Gegend von Gotzkau auf einen solchen Steilrand, der, wie sich aus dem Vergleich der eingetragenen Höhenzahlen ergibt, etwa 15—20 m hoch ist. Der Sander traf hier auf höher gelegene Teile des Diluvialplateaus, die er nicht mehr überschütten konnte und deshalb in einem Erosionsrand anschnitt. Hier strömten nicht nur von N, sondern auch von NO kommende Schmelzwasser vorbei, denn erst 15 km weiter im NO bei Neuguth liegt der Scheitelpunkt des Diluvialplateaus, an dem sich die nach SW zum Küddow-Sander und nach SO zum Brahe-Sander fließenden Schmelzwasser trennten.

Auch von NW her aus der Gegend von Baldenburg kommt ein starker Sanderast, dessen Stumpf ich noch auf der Karte zur Darstellung gebracht habe. Wir ahnen schon, daß sich diese Aeste bald zu einem gemeinsamen Stamm vereinigen werden.

Die zwischen beiden Aesten liegende dreieckige Diluvialhalbinsel liegt mit ihren höheren Teilen über, mit ihren tieferen Teilen unter dem Sander. Ueber den letzteren — z. B. südl. Penkuhl — bricht der Sander in unregelmäßig gewinkelten Steilrändern ab. Diese Steilränder mit ihren bajonettförmigen Knicken, mit ihren Vorsprüngen und den sie durchsetzenden Hohlformen können nicht durch spätere Erosion — des Zahne-Fließes etwa — entstanden sein. Sie müssen also schon vorher dagewesen sein. Dann hätte aber der Sander die weiten moorerfüllten Senken unter seinem Westrand zuschütten müssen. Es ist unmöglich, daß ein normal subaerisch aufgeschütteter Schwemmkegel in einem Steilrand unmittelbar über tieferem Gelände abbricht. Zur Zeit seiner Aufschüttung muß also zumindest in diesen heute von humosem Alluvium erfüllten Senken ein Medium gelagert haben, das ihre Zuschüttung verhinderte und das später verschwand. Das kann in diesem Fall nur Eis gewesen sein. Es braucht sich hier jedoch nicht unbedingt um totes Eis gehandelt zu haben, da die besprochene, senkenreiche Diluvialhalbinsel in breiter Basis zwischen Hölkewiese und Falkenhagen mit der Moränenlandschaft südlich Rummelsburg zusammenhängt. Im ganzen dürfte die Entwicklung hier so verlaufen sein, daß zuerst eine der Baltischen Hauptendmoräne etwas vorgelagerte Eisrandlage sich in Fortsetzung der Thurower Endmoränen nach NW über die Höhe 161 südlich Demmin und Pulvermühle — Eickfier — Penkuhl an den Ostrand der erwähnten Diluvialhalbinsel erstreckt hat. Ein bedeutsames Zungenbecken dieser Randlage war die riesige Vilmsee-Senke. Gletschertore durchbrachen den Eisrand bei Groß Küdde, am Südende des Dolgensees, bei Pulvermühle und südlich Penkuhl. — Auf der Strecke von Pulvermühle bis halbwegs zwischen Penkuhl und Heinrichsdorf weist der Sander nicht nur ein Gefälle von N nach S, sondern auch von W nach O auf. Das deutet darauf, daß uns hier noch der alte Uebergangskegel dieser Vorstaffel erhalten ist, der nach N geschüttet wurde und dann nach S abfloß. Der Rummelsburger Ast mit seinen im ganzen

etwas ausgeglicheneren Formen wäre also in seiner Anlage etwas älter, als der weniger gleichmäßig entwickelte Baldenburger Ast. — Später reichte dann die Ernährung mit lebendem Inlandeis nur noch bis auf die Wasserscheide des Höhenrückens. Die Baltische Hauptendmoräne wurde aufgeschüttet und -gepreßt, und die bewegungslos gewordenen Eismassen im Vorland erstarben. Zwischen ihren allmählich sich erweiternden Lücken, die in der Hauptsache von den ehemaligen Rinnen- und Tunneltälern ihren Ausgang nahmen, zwängten sich jetzt die von der neuen Randlage des lebenden Eises kommenden Schmelzwasser hindurch, die einzelnen Sanderäste aufschüttend. Zwischen ihnen konservierten die Toteismassen das unter dem Eise geformte Relief (Vgl. hierzu auch S. 19). Südlich Hammer wird der Sander ebener und steriler. Während er oben im Bereich des Uebergangskegels größtenteils Ackerflächen trug, ist er nun von weiten Kiefernforsten bedeckt. Trotzdem lassen unregelmäßige, flache, bruchige Senken auf einen gewissen Anstau des Grundwasserspiegels schließen. Tatsächlich haben Brunnenbohrungen an einigen Stellen in geringer Tiefe „weichen blauen Ton" erbohrt. Es dürfte sich hier wohl um Bändertone handeln. Wir befinden uns also in einem Staubeckengebiet, das später von dem Sander zugeschüttet wurde. Das stimmt mit unseren vorhin gemachten Beobachtungen an dem Rand gegen die höhere Diluviallandschaft bei Gotzkau überein. Auch die jetzt folgenden Beobachtungen stehen in gutem Einklang hiermit.

Bei Hammerstein erfolgt zum ersten Male die trichterförmige Zusammenfassung der verschiedenen Sanderäste auf 6,5 km Breite zum Küddow-Talsander. Hierdurch ist wohl auch die verkehrsgeographische Lage des Ortes bedingt. Gleichzeitig erscheinen auf der Ostseite des Tales, das jetzt schon c. 30 m in das Diluvialplateau eingeschnitten ist, weite Wiesenflächen, die aber nicht zwischen Steilrändern eingesenkt liegen. Wie sie, so lassen Mischwaldbestände auf der westlichen Talseite vermuten, daß Geschiebemergel in nicht allzu großer Tiefe ansteht, daß wir es also mindestens stellenweise mit einer Erosionsterrasse zu tun haben. Dieses Bild bleibt von der typischen Trichterverengung an für alle Baltischen Entwässerungsbahnen das gleiche und läßt sich durch zahlreiche Aufschlüsse, Lehmgruben usw. belegen, wenn auch meistens Akkumulation vorzuherrschen scheint. Die Sandertäler fanden also ihre Bahnen im allgemeinen durch ein durchschnittlich schon tief liegendes, aber unregelmäßiges Gelände vorgezeichnet, das sie teils erodierten, teils verschütteten und dessen Ränder sie ausschärften. Hieraus läßt sich z. T. ihre häufig wechselnde Breite erklären. An diesen Tatsachen ändert auch nichts, daß dies Gelände stellenweise schon von lokalen, älteren Sandern verschüttet war, sodaß also heute als Akkumulationsgebiete erscheinende Partien u. U. Erosionsgebiete in älteren Schottern sind. Wie diese ursprünglichen, tieferen Geländestreifen zu erklären sind, will ich weiter unten erörtern. Hier

möchte ich nur sagen, daß ein prinzipieller Unterschied darin zwischen Sandertälern und Urstromtälern nicht besteht.

Die o. e. lokalen älteren Sander werden meist an mehr oder minder deutlichen Steilrändern abgeschnitten, wobei es eine Rolle spielt, ob der betreffende Sander nur als dünne Decke dem nahen Geschiebemergeluntergrund auflag, oder ob er tief aus losen, wenig standfähigen Sanden und Kiesen bestand. — Ein solcher lokaler Sander wird westlich Hammerstein in einem 15 m hohen Steilrand abgeschnitten. Er wird uns noch an anderer Stelle beschäftigen.

Ich will hier noch ein paar Worte zur Zeichengebung der Karte sagen. Während ich die Baltischen Sander mit der mittleren Schraffur bezeichnet habe, bekamen die älteren, Präbaltischen Sander eine weitere, weniger auffallende. Zwischen diesen älteren Stufen habe ich dann nicht mehr unterschieden, denn es kam mir mehr auf Sicherstellung und Verfolgung eines einheitlichen Entwässerungssystems, des Baltischen, über möglichst große Räume an. Außerdem sind die Zusammenhänge zwischen den älteren Sandern durch die nachfolgende, kräftige Baltische Erosion z. T. so gründlich zerstört worden, daß es oft schwer halten würde, hier sichere Beziehungen aufzustellen.

Die in die Baltischen Talböden eingesenkten jüngeren Terrassen habe ich unter der engen Schraffur zusammengefaßt, sodaß also im wesentlichen Präbaltische, Baltische und Postbaltische Flächen unterschieden wurden. Mit den postbaltischen Terrassen habe ich mich nicht eingehender beschäftigt, da sie in keiner direkten Beziehung zu Eisrandlagen mehr stehen. Es sind Erosionsterrassen der sich mit der allgemeinen Tieferlegung der Erosionsbasis in den Urstromtälern eintiefenden Nebenflüsse. Sie sind daher in deren Unterlauf zahlreicher und deutlicher entwickelt. Nach N zu streichen sie immer schmäler werdend langsam aus oder gehen in typisch subglaziale Rinnen über. Sie sind also bis zuletzt von abschmelzenden Toteisresten gespeist worden. Dafür sprechen auch die zahlreichen, bis in die jüngsten Terrassen hinein vorkommenden steilwandigen Kessel. — Die heutigen Talauen, die der Fluß — jedenfalls noch bei Hochwasser — beherrscht, blieben weiß.

Wir können nun den Baltischen Sander weiter abwärts verfolgen. Bald unterhalb Hammerstein erfährt der Trichter seine stärkste Verengung auf c. 4 km. Dann erweitert sich das Tal wieder, denn es treten von O und W mehrere ältere Talsander hinzu, die in undeutlichen und z. T. stark zerlöcherten Rändern abgeschnitten werden. Es sind dies im O der Haaken- und Zier-Sander, nach den sie durchziehenden Bächen benannt. Im W ist es der Zarne-Sander, der uns später noch beschäftigen wird. Es fällt auf, daß in jedem dieser Täler eine oder mehrere subglaziale Rinnen entlanglaufen, die älter sind als die Sander und stellenweise die Talwände bilden. Wir haben bereits früher (Vgl. S. 15!) die Entstehungsweise solcher Rinnen kennen gelernt. Sie sind auf keinen

Fall subaerische Erosionsgebilde. Sie bildeten sich zu einer Zeit, als die betreffende Gegend noch tief unter Eis begraben lag und von Sanderaufschüttung noch keine Rede war. Mit abnehmender Mächtigkeit des zurückgehenden Inlandeises kam ein Zeitpunkt, wo die die Rinnen überlagernden Eisgewölbe allmählich anfingen, sich durchzubiegen, schließlich zusammenbrachen, die Hohlformen auffüllten und sie so konservierten. Natürlich blieben solche Einsturzgebiete immer Schwächezonen, an die sich später mit Vorliebe die subaerische Erosion der jüngeren Schmelzwasserbahnen knüpfte. Besonders beim Zier-Sander kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, daß die östlich Krummensee dahinziehende und sicherlich Eisspalten ihre Entstehung verdankende auffallend gerade Doppelrinne die primäre Anlage des Tales darstellt. Erst später griffen die subaerisch fließenden Schmelzwasser ausufernd über die Rinnen rechts und links hinaus, die inzwischen mit zusammengebrochenen Eismassen erfüllt oder ausgefroren waren. Wollte man einmal annehmen, das breite, in sanften Windungen dahinziehende Sandertal sei zuerst dagewesen und die Doppelrinne anläßlich einer nochmaligen, hypothetischen Eisbedeckung entstanden, so wäre nicht recht einzusehen, warum sie sich nicht den Windungen des vorhandenen Tales angepaßt haben sollte, sondern in geradem Lauf, ohne Rücksicht auf die vorhandene Bodenkonfiguration bald im O, bald im W das umgebende Diluvialplateau anschneidet. Bei einem subaerisch fließenden Schmelzwasserlauf dagegen ist das beschriebene Pendeln rechts und links über die primär vorhandene Senke hinaus durchaus verständlich.

Weiter unterhalb tritt wieder eine Verengung des Tales auf c. 5 km ein, die durch die gewaltigen Moränenkomplexe des 208 m hohen Bauchberges auf der O-Seite und die Ratzebuhrer Endmoränen auf der W-Seite wohl begründet erscheint. Auch die starken Abknickungen der Rinnen sowie ihr radiales Zusammenstreben in der Gegend von Landeck machen die Annahme eines alten Gletschertores an dieser Stelle wahrscheinlich. Das junge Küddowtal dürfte gleichfalls aus solch einer subglazial angelegten Rinne hervorgegangen sein. Zahlreiche unregelmäßige und winkelige Erweiterungen und Verengerungen, bajonettartige Knicke und die Perlenketten geschlossener Hohlformen, die beide Ufer umschwärmen, deuten darauf hin. Weiter unten in der Gegend von Borkendorf (Meßtischbl. No. 1338, Alt-Lebehnke) fand ich dafür einen besonders schönen Beweis.

In 87 m NN liegt hier die Baltische Terrasse. In 70 m haben wir eine sehr ebene, junge Niederterrasse der Küddow. Die etwas höheren Zwischenstufen sind stark durch längliche, N-S gestreckte geschlossene Hohlformen zerlöchert. 1 km nördlich Borkendorf rechts an der Chaussee nach Kramske streckt sich von der Zwischenstufe aus fingerförmig ein c. 200 m langer osartiger Wall nach S auf die Niederterrasse hinaus, die er um etwa 5 m überragt. Auf dem Meßtischblatt ist er durch eine schwache S-wärts

gerichtete Ausbuchtung der 70 m-Isohypse und einen schmalen Waldstreifen gekennzeichnet. Er besteht aus Kiesen und Sanden, ein Aufschluß ist nicht vorhanden. In seiner Fortsetzung taucht im S noch einmal ein 4 m hoher, isolierter, länglicher Hügel aus der Niederterrasse auf, der auf dem Meßtischblatt nicht zum Ausdruck kommt. Die nächsten Fortsetzungen im S bilden dann wieder isolierte Reste der Zwischenstufen, die rechts und links von geschlossenen Hohlformen begleitet sind. Hier unten jedoch sind die sicher auch einmal vorhanden gewesenen, begleitenden Kessel von den Ablagerungen der bedeutend jüngeren Niederterrasse bereits zugeschüttet, da inzwischen die liegen gebliebenen Toteisreste Zeit zum Ausschmelzen gefunden hatten. Dafür hat aber die Niederterrasse eine für einen normalen, subaerisch gebildeten Talboden ganz unwahrscheinlich gewickelte Begrenzung erhalten. Es ist klar, daß die postdiluviale Tätigkeit der Küddow hier im wesentlichen nur im Aufschmelzen und Umschütten einer durch subglaziale Schmelzwasser geformten und von toten Eisresten erfüllten Rinnen- und Oslandschaft bestanden hat.

Bei Jastrow tritt abermals eine Verengung des Tales ein. Auf der W-Seite treten die langgestreckten Jastrower Endmoränenzüge heran. Auf der O-Seite scheint ein vom Bauch-Berg in SW-licher Richtung parallel zum Talrand ziehender Rücken die Fortsetzung zu bilden. Auch hier zeigen sich im Talboden wieder die typischen Abknickungen der Rinnen.

5 km nordöstlich Jastrow verläßt ein hoch über ihm ausstreichender, älterer postbaltischer Talboden das Küddowtal nach SW hin, während die Küddow in einem typischen Rinnental S-wärts weiter zieht. Nur stellenweise hat sie es mit tieferen Terrassen (96 m NN) versehen, die sämtlich jünger sind, als der o. e. Talboden (101 m NN). Es scheint, als ob die Küddow erst in einem späteren Stadium ihrer Entwicklung durch das Ausschmelzen der eiserfüllten subglazialen Rinnen in diese hineingezogen worden ist. Der Talboden, der heute oberhalb Jastrow eine Talwasserscheide zweier kleiner Gräben zeigt, tritt dann bei Betkenhammer wieder an die Küddow heran und läßt sich in Terrassen weiter verfolgen. Solcher Beispiele gibt es Dutzende in dem ganzen Gebiet, und wir werden an der Drage noch einmal auf diese Erscheinung zurückkommen.

Südwestlich Tarnowke wird ein älterer, aus der Gegend von Flatow und Krojanke her kommender Sander, der Glumia-Sander, in einem anfänglich 5, später 7—8 m hohen Steilrand abgeschnitten. Sein nach N bis Tarnowke reichender Nordwestzipfel weist darauf hin, daß sich von N, vielleicht von der Jastrower oder Landecker Eisrandlage kommende Sander einst mit ihm vereinigt haben. Sein Steilabfall zeigt eine sanfte, nach NW offene Konkave. Aus dieser Richtung kommt ein breiter Sanderast, der sich mit dem Küddow-Sander vereinigt, also gleichfalls einen Abflußweg Baltischer Schmelzwasser darstellt. Sein Anprall dürfte

es im wesentlichen gewesen sein, der den Glumia-Sander hier abgestutzt hat. Es ist der nach einem kleinen, ihn heute durchströmenden Flüßchen benannte Pilow-Sander.

2. Der Pilow-Sander.

Das nun zu besprechende Gebiet des Pilow-Sanders habe ich nicht selbst begangen, da die Verknüpfung des Küddow-Sanders mit der Baltischen Endmoräne an einer Stelle genügte. Ich habe es nur aus dem Grunde in die Karte aufgenommen, um die gewaltige Ueberlegenheit des vereinigten Küddow-Pilow-Systems über den Drage-Sander zur Anschauung bringen zu können, denn diese Tatsache wird im Laufe der Untersuchungen noch eine Rolle spielen. Das nicht begangene Gebiet wurde dadurch gekennzeichnet, daß die Linien, die subglazial oder subaerisch geschaffene Hohlformen begrenzen, weggelassen wurden. Die Eintragungen wurden gemacht auf Grund des Studiums der topographischen Meßtischblätter und der „Geologischen Karte der Provinz Pommern“ (37) aus dem Jahre 1930. In Zweifelsfällen wurde jedoch der topographischen Karte der Vorzug gegeben, da geologische Spezialkarten aus dieser Gegend noch nicht vorliegen.

Der Pilow-Sander hat seinen Ursprung in drei Aesten: dem Schönfelder, Neuhofer und Linder Ast. An ihren Anfang müßte demzufolge hier die Baltische Haupteisrandlage gelegt werden. Die auch in die neue geologische Karte von Pommern übernommenen Blockpackungen der KEILHACKschen „Großen Baltischen Endmoräne“ liegen jedoch weit im N davon. Das braucht uns indes nicht zu stören, denn wir haben bereits in der Gegend von Rummelsburg gesehen, daß „die“ Baltische Endmoräne keine Linie, sondern ein 15 und mehr km breiter Saum ist.

Der Schönfelder und der Neuhofer Ast durchbrechen einige ältere Endmoränenstaffeln, bevor sie sich mit dem Linder Ast zum Pilow-Sander vereinigen. Diese sind schon von MAAS (13) im allgemeinen richtig dargestellt worden. Besonders interessant ist der Durchbruch des Schönfelder Astes nach NO entgegengesetzt zur Strömungsrichtung des Eises durch die nördliche und südliche Latziger Endmoräne, die sicher einer einheitlichen Eisrandlage ihre Entstehung verdanken. Denselben Vorgang finden wir weiter unten bei der Durchbrechung der Ratzebuhrer Endmoränen durch den Zarne-Sander wieder. Später wurde der östliche Teil des Lobus zurückgenommen, und der Eisrand verlief von der nördlichen Latziger Endmoräne über Gr. Linichen in NO-licher Richtung. Seine Endmoränen wurden später vom Neuhofer Ast durchbrochen.

Im Verlauf des Linder Astes sind keine Reste älterer, überwältigter Endmoränen mehr zu entdecken. Der Steilrand, mit dem er in den Remm-Bergen und südlich davon den Zarne-Sander anschneidet, ist sicher nicht allein auf die Wirkung

der jüngeren Baltischen Erosion zurückzuführen. Dieser Rand liegt genau in der SW-lichen Verlängerung der Thurower Eisrandlage und läßt sich in den das SO-Ufer des Großen Pielburger Sees begrenzenden Steilhang fortsetzen, in ein kuppiges Gelände, in dem eine Erklärung durch spätere subaerische Erosion ausgeschlossen ist. Es dürfte in ihm versteckt liegen der normale innere Steilabfall des Vorschüttungsfeldes gegen das Zungenbecken des Gletschers, der in diesem Falle im W und NW gedacht werden müßte. Jedenfalls versperrte er noch den direkten Abfluß nach S durch die Pilow-Niederung.

Der Zarne-Sander, nach dem heute seinem Unterlauf folgenden Fließ genannt, durchbricht verschiedentlich ältere Endmoränenstaffeln, darunter die Ratzebuhrer bei dem Orte selbst, und zwar, ähnlich dem Schönfelder Ast, nach rückwärts. Dieser Durchbruch dürfte angelegt gewesen sein durch subglaziale Schmelzwasserrinnen, die schon dem zur selben Phase gehörigen Haaken- und Zier-Sander ihre Bahnen vorgezeichnet hatten (Vgl. S. 19), und die hier allgemein in NO-SW Richtung ziehen.

Noch deutlicher zeigt sich diese Vorzeichnung an dem etwas jüngeren Plietnitzer Ast. Nördlich Plietnitz werden die Ratzebuhrer Endmoränen von einem typisch subglazialen Rinnental durchbrochen, dessen Anfänge bis in die Gegend von Neustettin reichen. Später, als der Rand des lebenden Eises an den Thurower Endmoränen stand, benutzten die Schmelzwässer diese Lücke und weiteten sie noch beträchtlich aus, rechts und links über die erste Senke hinausgreifend, die beim Rückzug des Gletschers durch Toteis konserviert wurde. — Der Plietnitzer Ast wurde von N her auf den älteren Zarne-Sander geschüttet. Auf dem Meßtischblatt (No. 1069) buchtet sich die 140 m-Isohypse in weitem Halbkreis um den Ort Plietnitz nach S aus, während der Zarne-Sander oberhalb schon auf 138 m gesunken war. Unterhalb des Plietnitzer Schuttkegels tritt im „Tiefen Bruch" der Grundwasserspiegel mit den älteren Schottern aus. Das Ganze erinnert sehr an die einander überlagernden „jüngeren Schwemmkegel", die uns TROLL aus den jungglazialen Schotterfluren des Alpenvorlandes beschrieben hat[7]). Nur, daß in diesem Fall die jüngere Aufschüttung von der Seite und nicht aus der gleichen Richtung her kam, sodaß die Bildung von trompetental-ähnlichen Einschnitten im Oberlauf wegfiel.

Wir haben bereits weiter oben gesehen, daß der Zarne-Sander, wie auch der Haaken- und Zier-Sander in der Gegend von Landeck in rund 7 m hohen Rändern abgeschnitten werden. Es dürfte sich bei diesen dreien also um gleich alte Bildungen handeln. Es zeigt sich, daß der Eisrand westlich des Küddowtales nach NW, östlich desselben nach NO zurückwich. Das bedeutet, daß die

[7]) K. TROLL: „Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen". — Forsch. D. Landes- u. Volkskde., Bd. 24, H. 4. Stuttgart 1926.

Küddowrinne als Loben trennende Schmelzkerbe im Sinne WOLDSTEDTs (22, S. 811—812) wirkte.

Wir wenden uns nun wieder dem Pilow-Sander zu. Nachdem sich seine drei Aeste vereinigt haben, wird er zwischen Endmoränenresten, die bei Hoffstädt der NO-Ecke des Diluvialplateaus aufsitzen, und einem westlichen Auslieger der Jastrower Endmoränen, dem Wiesen-Berg, auf 10 km eingeengt. Radiales Zusammenstreben der Rinnentäler bei Haugsdorf deutet auf eine alte Eisrandlage hin. Von hier aus strömt der Sander wieder breiter werdend in südöstlicher Richtung dem Küddow-Sander zu. Südlich der Geschiebelehm-Insel von Freudenfier scheint er ein wenig älter zu sein, als nördlich davon, denn in der südöstlichen Verlängerung der gen. Insel schaltet sich ein 5—7 m hoher Steilrand zwischen beide Teile ein. Trotzdem habe ich beide mit der Signatur der Baltischen Sander versehen, da bereits im NW der Freudenfierer Insel beide Niveaus in einander übergehen.

Das Gebiet im NW von Deutsch Krone, das nur in seinen zahlreichen vermoorten Senken tiefer liegt als der Pilow-Sander, ist auf der geologischen Uebersichtskarte von Pommern als Sander dargestellt worden. Ich halte es für ein ausgesprochenes Toteisgebiet. (Vgl. Anm. 18, S. 44). Dafür sprechen die zahlreichen, wohlentwickelten Oser, die 1931 von K. v. BUELOW (2) eingehend beschrieben worden sind, und die auch er als Spaltenausfüllungen eines zerfallenden Toteiskörpers auffaßt.

3. Die Baltische Terrasse und ältere Sander bis Schneidemühl.

Nach der Vereinigung der beiden Baltischen Sander, des Pilow- und Küddow-Sanders, tritt wieder eine Verengung des Tales ein. Wieder ruhen im W zwischen Neu-Lebehnke und Seegenfelde Endmoränenreste auf einem erhöhten Sockel (150—155 m) im Diluvialplateau (120—130 m), wieder zeigen die Rinnentäler in der Gegend von Kramske radiales Zusammenlaufen. Weiter im O mitten im Glumia-Sander liegt gleichfalls ein einsamer Endmoränenrest, den Sander um c. 8 m überragend — alles Anzeichen genug, um auf eine ehemalige Eisrandlage schließen zu können, die hier das spätere Schmelzwassertal kreuzte. Aber auch sie ist noch eine sekundäre Erscheinung, die noch nicht die Zusammenschnürung des Pilow- und Küddowsanders auf 8½ km Breite verursachte. Sie ist ebenso, wie diese spätere Einengung der Sanderflächen, selber bedingt durch einen anderen Faktor. Das ist die Präformierung des Untergrundes zu jenem oben erwähnten Sockel. Er ist oben völlig eben und bricht nach SO in einer 25—30 m hohen Stufe zu der dort liegenden kuppigen Grundmoränenlandschaft ab. An diese Stufe knüpfen sich in auffallender Weise als neues Formelement die Eisrandaufschüttungen der beiden „Hohen Berge“ im NO (157 m) und im

SW (168 m), während der Buchberg (143 m) am Nordabfall des Diluvialplateaus sitzt. Diese Dreieckslage der Berge ist äußerst bezeichnend. Wir finden sie in Norddeutschland immer wieder bei Eisrandlagen, deren Endmoränen uns oft am besten in den am mächtigsten entwickelten dreieckigen Zwickelstücken erhalten sind, die in den Kerben zwischen 2 benachbarten Loben aufgeschüttet wurden. Hier hat nun anscheinend der erwähnte Sockel als ein zwei solche Loben trennender Strompfeiler im SOLGERschen Sinne gewirkt (Vgl. das Kapitel über „Das Problem der Stufen im Diluvialplateau" S. 59 ff.). An seiner Nordostecke spaltete er das bei seinem Rückzug auf den nachmaligen Weichselgletscher an Mächtigkeit abnehmende Inlandeis in einen nördlichen Lobus, der im wesentlichen die Niederung des nachmaligen unteren Pilowsanders einnahm, und einen südöstlichen, der über die Senke der späteren Baltischen Küddowterrasse hinweg auf das relativ niedrige Diluvialplateau um Alt-Lebehnke übergriff. An seiner Nordweststirn hinterließ er unterhalb des Sockels die erwähnte kuppige Grundmoränenlandschaft. Schon jetzt kommen wir also zur Annahme einer weitgehenden Vorzeichnung der Eisrandlagen und ihrer Schmelzwassertäler durch die lokale topographische Gestaltung des Untergrundes. Wir werden uns im Laufe der Arbeit noch verschiedentlich zu dieser Auffassung genötigt sehen.

Ueber dem Glumia-Sander steht im Osten in der Gegend von Rogownitz am Wakunter See mit einem 4—5 m hohen Steilrand noch ein etwas älterer Sander, dessen zugehörige Endmoränen ich östlich Schönfeld bis an die derzeitige polnische Grenze verfolgen konnte. Bezeichnenderweise ist der Glumia-Sander unter dem Steilrand wieder als „Erosionssander" in Geschiebemergel entwickelt. Dies erweckt auf der geologischen Karte (37) den Eindruck, als ob eine Halbinsel des Diluvialplateaus sich weit in den Sander hinaus erstrecke. Der Steilrand verliert sich dann nach SW hin in der Selgenauer Forst rasch in einem außerordentlich stark zerlöcherten Gelände, das stellenweise schon den Charakter der weiter unten (vgl. S. 32 ff.) beschriebenen Einschüttungslandschaft anzunehmen beginnt. Der hier nach O und NO zurückweichende Eisrand hat an dieser Stelle zahlreiche Toteisreste vor seiner Stirn liegen gelassen. Wir werden weiter unten noch sehen, daß große Toteisanhäufungen oftmals für das Vorland ehemaliger Eisrandlagen bezeichnend sind.

Weiter im S nimmt der Sander dann wieder ebene Beschaffenheit an und greift südlich Schmilau hier als Schmilauer Sander bezeichnet, in einem schmalen Keil weit nach O in das Diluvialplateau ein. Von O und NO her kommende Rinnen lassen sich als Zuführungskanäle subglazialer Schmelzwasser erkennen. Die zugehörigen Endmoränen liegen bei Erpel und Schmilau. Der Rest einer vorgelagerten, später durch den Sander zerstörten Staffel ist im Töpferberg erkennbar. Die Eisrandlage setzt sich in dem kuppigen Gelände zwischen Schmilau und Stüsselsdorf über Brodden nach NNO hin fort. Dies Bild, bei

dem die Endmoränen ruhig fehlen können, ist das, was ich weiterhin als „Morphologische Verzahnung“ von Sander und Diluvialplateau bezeichnen werde. Sie ist das wichtigste Kriterium für den Nachweis ehemaliger Eisrandlagen.

Diese Sander waren bisher mit dem Baltischen zusammengestellt worden, wodurch dieser bei seinem Eintritt in das Netze-Warthe-Urstromtal die gewaltige Breite von 12—15 km erhielt, während er in Wirklichkeit nur halb so breit ist. Der 8—10 m hohe Steilrand, der in N-S Richtung durch die Schneidemühler Stadtforst verläuft und beide trennt, war bisher unbekannt. Da er volle 10 m Höhe meist nicht ganz erreicht, wird sein Verlauf auf den Meßtischblättern (Tarnowke, Nr. 1254; Betkenhammer, Nr. 1253; Alt-Lebehnke, Nr. 1338 und Schneidemühl, Nr. 1419) nur durch eine einzige Isohypse angedeutet. Diese besagt natürlich nichts über eine vorhandene Reliefsteigerung an dieser Stelle (vgl. Kritik des Kartenmaterials S. 9!). Nur eine Begehung des Geländes selber kann hier Klarheit schaffen. Außerdem zeigt sich der ältere Sander weit mehr von kleinen und mittleren geschlossenen Hohlformen durchsetzt, während sich in der jüngeren Baltischen Sanderterrasse nur noch größere haben halten können.

Besonders deutlich zeigt sich der Unterschied zwischen der alten und neuen Auffassung an der isolierten Diluvialplatte von Dziembowo. Hier legten bisher sämtliche Karten (10, 35) die Grenze des Sanders quer über das Diluvialplateau hinweg einem zufälligen Waldrand folgend in N-S Richtung, nur um der Strömungsrichtung des angeblich Baltischen Sanders gerecht zu werden. In Wirklichkeit verläuft der 10—15 m hohe Erosionsrand des Sanders gegen das Diluvialplateau bei dem Vorwerk Calina in O-W Richtung, kann also nur von einem aus östlicher Richtung kommenden, lokalen Sander gebildet worden sein. In einer etwas älteren Phase ist dieser Sander übrigens durch ein wahrscheinlich von subglazialen Rinnen vorgezeichnetes Tal, in dem das Gut Liebenthal liegt, nach Süden direkt zum Netze-Urstromtal abgeflossen, doch hat er in diesem Tal in der Hauptsache erodierend gewirkt. Heute hängt dieser alte Talboden 30 m über der Sohle des Netzetales. Jedenfalls kann er nur durch die Enge von Usch abgeflossen sein, da das Diluvialplateau im S zwischen 90 und 100 m NN liegt.

Wir wollen nun zu der Baltischen Terrasse zurückkehren, wie wir nach der Vereinigung des Pilow- und Küddow-Sanders den Abflußweg der Baltischen Schmelzwasser nennen wollen. Auf ihr dehnen sich die westlichen Vorstädte von Schneidemühl aus. Sie zeigt hier wieder eine Verengung auf 7 km, die auf die gewaltigen Endmoränen des 207 m hohen Dombrowa-Berges, bezw. den ihn unterlagernden 170—180 m hohen Sockel (vgl. S. 60) zurückzuführen ist. Etwa 4 km nördlich Schneidemühl trägt die Terrasse auf einmal Mischwaldbedeckung. Der Boden besteht aus lehmigem Sand. Aufschlüsse sind nicht vorhanden. Es ist möglich, daß hier in der nordöstlichen Verlängerung

der Dombrowa-Endmoränen alte, erodierte Reste ihres Sockels in Terrasse stecken (vgl. S. 51). — Auch die vom Dombrowa-Berg nach S und SO entsandten Vorschüttungskegel haben bei der Einengung eine Rolle gespielt. Die untersten derselben sind von der Baltischen Terrasse in einem etwa 10 m hohen Steilrand abgeschnitten worden. Mit diesen älteren fluvioglazialen Terrassen westlich der Baltischen Küddowterrasse müssen wir uns jetzt etwas eingehender beschäftigen. Ihr Studium wirft ein bezeichnendes Licht auf die Abschmelzvorgänge im Bereich des Usch-Schneidemühler Beckens, wie auch des Thorn-Eberswalder Urstromtals und ist unerläßlich zum Verständnis des weiteren Verhaltens der Baltischen Terrasse.

B. Das Netzegebiet.

1. Das Usch-Schneidemühler Becken.

Wenn wir die westlichen Vorstädte Schneidemühls auf der Berliner Chaussee in Richtung Gr. Wittenberg verlassen, sehen wir uns auf einer weiten Ebene. Ihre Oberfläche ist aus kreuzgeschichteten Kiesen und Sanden aufgebaut, deren Fallen meist südwärts weist. Nur in der Nähe der Stadt oder in der Umgebung flacher, mooriger Senken, wie des Hasenberger Bruchs, ist sie von dürftigen Feldern bedeckt. Sonst ist sie von Kiefernwäldern bestanden, im N der Staatsforst Döberitz, im S der Schneidemühler Stadtforst. Es ist die Baltische Hauptterrasse, die wir von ihrem Ursprung auf dem Baltischen Höhenrücken bis hierher durchverfolgt haben. Sie liegt hier in etwas über 80 m NN. Im NW sehen wir das charakteristische Endmoränenrelief der Dombrowa-, Hunde- und Spring-Berge über dem Diluvialplateau aufragen. Sie legen sich in halbkreisförmigen Bogen südlich um das Dorf Springberg herum. Zwischen diesen Höhenzügen und der Hauptterrasse schaltet sich ein Stufenland ein.

Ungefähr 3 km westlich der Stadt treffen wir bei dem Wirtshaus Hasenheide auf einen 8—10 m hohen Steilrand, der wieder auf eine ziemlich ebene, aber etwas gegen S geneigte Fläche hinaufführt. Sie besteht aus kreuzgeschichteten, nach SO fallenden Kiesen und Sanden. Diese Fläche, die einem Mantel einzelner mit einander verwachsener Schuttkegel gleicht, wurde von KORN (10, S. 407) als der zur Dombrowa-Eisrandlage gehörige Sander erklärt. Sie ist aber weder der einzige, noch der älteste Vorschüttungskegel dieser Art. 1 km weiter im W steigt die Chaussee noch einmal in einem 8—10 m hohen Abfall auf das eigentliche Diluvialplateau hinauf. Dies trägt hier weithin bis in die Gegend von Kegelsmühl im SW auf seinem Rande hochgelegene Verflachungen in 105—110 m NN, die z. T. aus geschichteten Kiesen und Sanden aufgebaut, z. T. erosiv in Geschiebemergel entwickelt sind. Sie greifen längs kleiner Täler trichterförmig in das Diluvialplateau ein und lassen sich hier in Terrassen bis in die Endmoränenlandschaft der oben erwähnten Berge verfolgen. Vielfach isolieren sie einzelne Auslieger oder

Halbinseln der Geschiebelehm-Hochfläche, die von KORN z. T. als „Endmoränen" des sog. Wittenberger Bogens kartiert wurden. Die Annahme dieses Bogens wird schon dadurch unwahrscheinlich gemacht, daß er nach innen, also konkav gekrümmt ist. Wir werden noch an anderer Stelle kritisch zu ihm Stellung nehmen müssen[8]).

Doch auch diese Verflachungen sind noch nicht die ältesten. An einem Tälchen, das aus der Endmoränenlandschaft der Hunde-Berge kommt und ca. 1 km nördlich des Wirtshauses Hasenheide aus dem Diluvialplateau austritt, gehen sie bis auf 115 m NN hinauf. Und hier zeigt sich eine sehr charakteristische Eigentümlichkeit dieser ineinander geschachtelten Schwemmkegel: Sie werden an scharfen, halbkreis- bis fingerförmig vorgestreckten, deltaartigen Steilrändern abgestutzt, von denen die unteren jedesmal ein Stück weiter vorgreifen, als die oberen. Der unterste liegt in 105 m NN und wird auf dem Meßtischblatt (Nr. 1419, Schneidemühl) durch den Punkt 105,0 bezeichnet. Vor Jahren sind seine Schotter in einer Anzahl Kiesgruben ausgebeutet worden, die heute leider alle verfallen sind. Die nächsten Kegel liegen in 108, 112 und 115 m und werden durch die beschriebenen kleinen, aber deutlichen Steilränder getrennt. Die Isohypsenführung der Karte ist hier z. T. ungenau und versagt bei genauen Untersuchungen. Ob es sich hier wirklich um Deltakanten handelt, ließ sich bei dem Fehlen von Aufschlüssen nicht mit Sicherheit entscheiden. Auch bei dem weiteren Verlauf der Untersuchungen in dieser Gegend wurde Deltaschichtung in ähnlichen Lagen nur sehr vereinzelt gefunden. Verallgemeinerungen scheinen deshalb nicht statthaft. Eine Entstehung dieser Kanten durch Erosion ist aber ausgeschlossen, wie man aus ihrer Beschreibung entnehmen kann. Bei einer Entstehung durch fluviatile Erosion sind vorspringende Hänge stets sanft geböscht (Gleithänge!). Es bleibt zur Erklärung nur die Annahme direkter Schüttung gegen ein festes Medium übrig, das später verschwand. Das kann in diesem Falle nur Eis gewesen sein. Und dafür spricht besonders der fingerförmig gegen SO vorgestreckte Fortsatz des 105 m-Niveaus, der geradezu als eine Spaltenauffüllung des Eises erscheint. Jedenfalls — mag es sich nun um Deltas handeln oder nicht — sind wir gezwungen, zur Zeit der Aufschüttung dieser Niveaus, als auf dem bereits eisfreien Höhenland des Dombrowa-Berges vom lebenden Eis Endmoränen aufgeschüttet wurden, in den Niederungen des Usch-Schneidemühler Beckens noch weitestgehende Ausfüllung mit totem, nicht mehr bewegten Eis anzunehmen. Denn ohne Mitwirkung von sperrenden Eismassen im S wären bei den gegebenen Höhenverhältnissen auch Deltas in 105, geschweige denn in 115 m Höhe nicht denkbar (das Diluvialplateau liegt im S in rund 80 m bei Schönlanke a. Ostbahn.) Es sei hier nur an ähnliche, hochgelegene Terrassen in Ostpreußen u. a. erinnert, deren Seespiegel ohne umgebende Eismassen halb Polen

---

[8]) Vgl. Anm. [2]) S. 11, [11]) S. 30 und [12]) S. 32.

und Ostdeutschland überschwemmt haben würden[9]). Allerdings braucht es sich bei diesen noch nicht um totes Eis zu handeln. — Das allmähliche Niederschmelzen der Eismassen im Usch-Schneidemühler Becken mit dem Freiwerden immer neuerer und tieferer Abflußwege in dem spaltendurchsetzten Eiskörper erklärt die in zahlreichen kleinen Niveaus erfolgte Tiefer- und Vorverlegung der Schwemmkegel. Und hier muß es sich um Bildungen in totem Eis gehandelt haben, denn vom lebenden Inlandeis wären so scharfkantige Formen (es handelt sich hier um die von den Kiesgruben nicht angegriffene Südecke des 105 m-Niveaus) aus losem Schottermaterial bestehend in so exponierter Lage längst zerstört worden.

Deutlich unterscheiden sich diese Gegen- bzw. Einschüttungsränder von dem glatten Erosionsrand des untersten Sanders (90—95 m NN) gegen die Baltische Terrasse. Mag er u. U. in ähnlicher Weise angelegt worden sein, sein heutiger Charakter ist durch die nachfolgende jüngere Baltische Erosion bestimmt. — Diese jüngsten Sander der Dombrowa-Eisrandlage teilten sich, nachdem sie aus dem Diluvialplateau ausgetreten waren, und flossen im O und W um die Kattuner Geschiebelehm-Insel herum. — Wie war es indes zur Abtrennung dieser Insel gekommen? Wir haben hier das Gegenstück zu der o. e. Dziembowoer Diluvialplatte in einem etwas vorgeschritteneren Stadium vor uns. Im Verlauf der Netzeeisrandlage von KORN (10, S. 400—408) und der bevorzugten Gletschertor-Bildung an der Küddow-Senke hatten sich die hier austretenden Schmelzwasser zahlreich subglaziale Rinnen geschaffen. Die Reste einer solchen Rinne finden wir heute noch in langgestreckten, vermoorten Senken westlich Klappstein. Die höher gelegenen solcher Rinnen wurden dann beim allgemeinen Niederschmelzen des Eises als erste von subaerisch fließenden Schmelzwassern nachgefurcht. Bei dieser Gelegenheit wurde der als Aufschüttungsrand ausgebildete Steilabfall des Diluvialplateaus bzw. der ihm aufsitzenden Sander im SW in einen Erosionsrand umgebildet. Dabei wurden die Sander, die ursprünglich über die beim Niederschmelzen des Eises mit zusammenbrechendem Toteis erfüllte Rinne hinweggereicht hatten, bis auf die schmalen Reste am Rand der Hochfläche zerstört. Daß er einmal weiter nach S gereicht hat, beweist ein kleiner Rest, der sich im Lee der Kattuner Insel an deren Westspitze in c. 100 m NN gehalten hat. Er liegt mit seiner Oberfläche in der nach unten verlängerten Gefällskurve der Sander und besteht aus groben, geschichteten Kiesen, die in 2—3 m mächtigen Paketen delta-ähnlich unter dem natürlichen Aufschüttungswinkel von c. 30° nach S einfallen und sich nach unten zu mit feinen, weißen, horizontal geschichteten Sanden verzahnen. Dies deutet darauf hin, daß am Rande des in den Niederungen zusammensinkenden Toteises gegen das Höhenland lokale, flache Stauseen zugeschüttet wurden. Die Schotter werden

[9]) Vgl. A. QUEDNAU: „Das eiszeitliche und das heutige Mauerseebecken". Langensalza 1927.

heute von der Reichsbahn im Baggerbetrieb ausgebeutet. — Einen ganz ähnlichen Fall einer solchen durch subglaziale Rinnen vom Diluvialplateau losgelösten Sander-Insel werden wir in einem etwas jüngeren Stadium im Drage-Gebiet wieder treffen.

Wir wollen uns nun den Aufschüttungsniveaus zuwenden, die westlich der Kattuner Insel aus den Tälern des Krummen und Lemnitzer Fließes austreten. Diese Niveaus haben ihren Ursprung in der kuppigen Grundmoränenlandschaft, die sich vom Dombrowa-Berg in westsüdwestlicher Richtung über Riege nach Rose erstreckt. Die beiden Täler sind ihrer Gestaltung nach subglaziale Rinnen. Spätere Terrassen sind in ihnen nur mangelhaft entwickelt. Vor diesen Tälern bauen sich ebene, schwach geneigte Schwemmkegel auf. Sie brechen teils in mannigfach zerlappten, teils in delta-artig vorgewölbten Kanten ab, die im allgemeinen in der Isohypse zu verlaufen scheinen. Mit Sicherheit läßt sich das indes nicht feststellen, da die Höhenlinien der Meßtischblätter nur bis zu 5 m Abstand gehen[10]). Sie bestehen aus horizontal geschichteten, teils mit Rippelmarkenstruktur versehenen feinen hellen Sanden. Kreuzschichtung findet sich seltener. Nach oben zu wird das Material gröber. Es sind hier also flache Staubecken allmählich zugeschüttet worden. Da sich an allen andern Rändern des Usch-Schneidemühler Beckens keinerlei Terrassen in so hohem Niveau finden und das Diluvialplateau im S schon tiefer liegt, handelt es sich um einseitig ausgebildete Eisrandterrassen, die in Nordamerika ‚ice-contact-terraces' genannt werden. Da sie vom lebenden Eis weg nach S geschüttet wurden und an ihren Rändern keinerlei Schichtstörungen zeigen, müssen sie gegen nicht mehr bewegtes, d. h. totes Eis geschüttet worden sein. In ausgezeichneter Weise hat uns R. F. FLINT (Vgl. Anm. [5] S. 14!) solche Vorgänge aus Nordamerika geschildert. Ich war besonders erfreut, die Ergebnisse seiner Forschungen erst nach Abschluß meiner Studien zu Gesicht zu bekommen, um so feststellen zu können, daß wir unabhängig von einander allein auf Grund der Beobachtungstatsachen in Connecticut (USA) und im Netzetal in der Grenzmark zu gleichen Anschauungen gelangt sind. Die prächtigen Photos von Eis-kontakt-Terrassen, die FLINT seinem Aufsatz beigab, könnten genau so gut aus dem Usch-Schneidemühler Becken stammen, so überraschend ist die Aehnlichkeit.

Zwar hat auch O. SCHNEIDER (21) auf Eisrandterrassen im östlichen Hinterpommern aufmerksam gemacht, aber hier liegen die Verhältnisse doch ganz anders. Das allgemeine Oberflächengefälle geht hier auf der Nordabdachung des Pommerschen Höhenrückens nach N, dem Eisrand entgegen. Es braucht sich hier bei dem Anstau der Schmelzwasser also keineswegs um Toteis gehandelt zu haben. Wahrscheinlich war es der Rand des lebenden, allmählich nach N zurückweichenden Jnlandeises selber, der hier die Schmelzwasser vor sich aufstaute.

---

[10]) Vgl. Kritik des Kartenmaterials S. 7.

Ein besonders schöner Beweis für die Einschüttung in Toteis findet sich bei der Obermühle 1 km westlich Lemnitzmühl. Dort liegt auf dem Südufer des Lemnitzer Fließes in 95 m NN der Weberberg. Auf der Karte von KORN (10) ist er als Endmoräne des sog. Wittenberger Bogens[11]) bezeichnet worden. Er besteht aus geschichteten Kiesen und Sanden, ist oben tischeben und liegt mit seiner Oberfläche im Niveau des auf dem Nordufer liegenden, oben beschriebenen Schwemmkegels. Nach dem im W gelegenen, etwa 85 m hohen Diluvialplateau, dem er aufsitzt, wie auch nach einer tieferen Terrasse im O, bricht er in Steilrändern ab. Er ist ohne Zweifel ein Teil des aus dem Tälchen zwischen Kappe und Krummfließer Hütte austretenden Schwemmkegels. Da nun seine Ränder — besonders gegen das umgebende Diluvialplateau — unmöglich durch spätere Erosion entstanden sein können, müssen wir auch in ihnen Aufschüttungsränder sehen. Das bedeutet, daß zur Zeit seiner Aufschüttung die Niederung und auch das westliche Diluvialplateau von noch mindestens 10 m mächtigen, unbewegten Eismassen bedeckt war. In einer späteren Betrachtung über den Lemnitz-Sander und das südlich anschließende Gebiet (Vgl. S. 56—57) werden wir hierfür weitere Beweise finden.

Der Steilrand, der im NO und SW von Kleinmühl das 95 m- und 90 m-Niveau von dem nächst tieferen, in rund 80 m beginnenden trennt, könnte an einigen Stellen subaerisch nachgeschärft sein. Dieses tiefere Niveau stellt ein zeitliches Analogon zur Baltischen Terrasse dar und lenkt unsere Blicke zur Küddow-Hauptterrasse zurück. Die Beschaffenheit des unter diesen ebenen Aufschüttungsniveaus gelegenen Geländes stellt eine wichtige Stütze der vorgetragenen Ergebnisse dar und wird uns anschließend beschäftigen.

Die Baltische Terrasse, die bis Schneidemühl in einem Wechsel von Erosions- und Akkumulationsterrasse entwickelt war, nimmt von nun an bis zum Netzetal den Charakter einer Aufschüttungsterrasse an. Sie hat hier also, ebenso wie die besprochenen westlichen Randkegel, im wesentlichen tiefer liegendes Gelände angetroffen, das Usch-Schneidemühler Becken. Dieses wird begrenzt etwa von einer Linie Schneidemühl—Dziembowo—Usch—Försterei Lemnitz—Kappe—Gasthof Hasenheide Schneidemühl. Ueber seine Entstehung und Ausgestaltung wird noch verschiedentlich gesprochen werden. Jedenfalls muß es sich um eine ältere Hohlform handeln. FLESZAR bringt 1913 auf einer Karte, die er seiner Arbeit[12]) beigab, an dieser Stelle ein tiefes Loch im subdiluvialen Untergrund Norddeutschlands zur Darstellung, das bis 50 m unter NN herabgeht.

Die Baltische Terrasse ist im Bereich des Beckens von der Schneidemühler Stadtforst und der Staatsforst Behle, einem hier äußerst kümmerlichen und trockenen Kiefernwald, bedeckt. Wie so oft auf den dürren, wertlosen Talsandflächen, hat man auch

[11]) Vgl. Anm. [8]) S. 27.

[12]) A. FLESZAR: Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes". — Anz. Ak. Wiss. Krakau 1913.

hier weite, viel Raum fordernde Anlagen — in diesem Falle einen Rangierbahnhof — auf ihr errichtet. 7 km S Schneidemühl bricht die Terrasse in einem NW—SO verlaufenden, c. 6 km langen und 10—15 m hohen Steilrand ab. Die Straße Stöwen—Schneidemühl überwindet ihn bei der Försterei Stöwen in einem kräftigen Anstieg. Auch an der Bahnstrecke macht er sich etwa 1 km vom Südende des Rangierbahnhofs entfernt in einem Einschnitt des Bahnkörpers bemerkbar. Dieser Rand wird uns jetzt beschäftigen. Er war bisher als Erosionsrand der von der Weichsel her durch die Enge von Usch kommenden Schmelzwasser aufgefaßt worden, die sich bei Rückzug des Eises allmählich eintieften. Dem widersprechen seine Richtung, sein Charakter sowie das darunter liegende Gelände. Der Rand ist stark zerfranst und von geschlossenen Hohlformen zerlöchert. Sein Verlauf und sein Böschungswinkel sind unregelmäßig. Die vorspringenden Teile sind am steilsten, die weiter zurückliegenden am schwächsten geneigt. Bei einem durch Uferkonkaven entstandenen Erosionsrand müßte es gerade umgekehrt sein. Eher könnte man an eine Deltakante denken. Dem widerspricht aber die verschiedene Höhenlage seiner Oberkante. In dem am weitesten zurückliegenden nordwestlichen Teil ist sie 75, in der Mitte 73—74, in dem am weitesten nach S vorspringenden SO-Zipfel 70—72 m über NN. Sie zeigt also weiterhin das normale Gefälle der Terrasse, die schon weiter oben an der Ostseite etwas tiefer lag, als an der Westseite und dort ihren Hauptabflußweg gehabt zu haben schien. Der einzige an dem genannten Rand vorhandene Aufschluß bei der Försterei Stöwen zeigt auch keine Spur von Delta-Schichtung, sondern horizontale bis schwach kreuzgeschichtete Sande, deren Schichtung heute in die Luft ausstreicht. Da der Rand seinem ganzen Charakter und dem darunter liegenden Gelände nach, wie wir gleich noch sehen werden, auch kein Erosionsrand sein kann, kann er nur von einem langsam fließenden Gewässer gegen ein festes Medium geschüttet worden sein, das später verschwand. Das kann nur Eis gewesen sein und zwar, da zur Zeit der Aufschüttung der Terrasse der lebende Eisrand schon auf dem Baltischen Höhenrücken lag, nur totes, das den Zusammenhang mit dem lebendigen Gletscher seit langem verloren hatte. Wir haben es abermals mit einer ‚ice-contact terrace' zu tun. Wieder sehen wir, daß Delta-Schichtung bei diesen Rändern nicht so unumgänglich notwendig ist, wie es FLINT (Vgl. Anm. [5] S. 14) noch in seiner Arbeit über ähnliche Bildungen in Connecticut (USA) hinstellt. Es wurden auch horizontal- oder kreuzgeschichtete See- und Flußsedimente gegen die Ränder toter Eismassen geschüttet. Deren Vorkommen ist gerade an dieser Stelle, in der tief liegenden Senke zwischen Schneidemühl und Usch, besonders wahrscheinlich. Bei dem allgemeinen Niederschmelzen des Eises blieben natürlich in den Senken am ehesten und längsten Reste toten Eises liegen, während Bodenerhebungen zuerst durchschmolzen

und als trennende und abspaltende Riegel zwischen totem und lebendigem Gletschereis wirkten.

Wie sieht nun das unter dem Steilrand liegende Gelände aus? Es ist keine ebene Terrasse, die gefordert werden müßte, wenn der Rand ein Erosionsrand wäre, sondern, wie sich trotz der späteren, teilweise starken Verwehung durch Dünen erkennen läßt, ein schon vorher unruhig wellig-hügeliges Gelände mit zahlreichen geschlossenen Hohlformen. Sie können sich bis zu riesigen, oft an merkwürdig gewinkelten Rändern absetzenden Wannen steigern (zwischen Kattun—Stöwen—Lemnitzmühl). Sie sind heute meist von humosem Alluvium erfüllt, durch das stellenweise Reste des es unterlagernden hügeligen Reliefs durchstoßen. Verschiedene kleine Bäche, wie die des Klappsteiner, Krummen und Lemnitzer Fließes haben sie in das heutige Entwässerungsnetz einbezogen und arbeiten an ihrer Trockenlegung. — Die Hügel, deren relative Höhe zwischen 3 und 10 m schwankt, sind meist länglich und — wie die Einschüttungsränder und die weiter unten (S. 33) erwähnten Geschiebelehminseln — in der Richtung der beiden vorherrschenden Rinnensysteme gestreckt: NW—SO und NO—SW (Sandsee—Schulzenseerinne[12]). Sie bestehen aus kreuzgeschichteten Sanden und Kiesen. Aufschlüsse zeigen, daß sie besonders an den Hängen oft von einer bis zu 2½ m mächtigen Schicht desselben, aber ungeschichteten Materials bedeckt sind. Dies dürfte eine der Erscheinungsformen der SOLGERschen Deckmoräne (22) sein, die er als Argument für eine nochmalige Eisbedeckung heranzieht. Ich halte sie in diesem Falle für Absturzmaterial der — beim Wegschmelzen der stützenden Eiswände — übersteilen Hänge, z. T. auch für Inhalt und niedersinkende Ueberschüttung des abschmelzenden Toteises.

Inselbergartig liegen größere Ausleger vor der Terrasse, deren Niveau sie jedoch nicht mehr ganz erreichen (P. 67 nördlich Usch — Hauland). Lange, schmale Zungen, oder osartige Kieswälle gehen fingerförmig von dem Terrassenrand oder den Ausliegern in die Einschüttungslandschaft hinein. Eine solche Zunge zwischen zwei großen Becken benutzt die Landstraße, die vom Bhf. Stöwen in WNW-licher Richtung nach Krummfließerhütte führt. — Ein 1 km langer und c. 8 m hoher Oswall knüpft sich in WNW-licher Richtung an die Höhe 66,5 nördlich Usch-Hauland. Er wird auf dem Meßtischblatt Usch (No. 1499) durch eine langgestreckte Ausbuchtung der 60 m-Isohypse angedeutet, erstreckt sich aber noch ungefähr 300 m weiter nach W, als die Karte angibt. — 300 m nördlich von seinem Westende liegen wieder mehrere 4—8 m hohe, längliche Kies-

[12]) Schon SOLGER hat in anderem Zusammenhang (22, S. 5) auf diese beiden Spaltenrichtungen südlich des Dombrowa-Berges aufmerksam gemacht. Er erklärt sie dadurch, daß der Dombrowa-Berg während der letzten Vereisung als eine Art Strompfeiler wirkte (vgl. hierzu S. 58—59!), der das Eis zwang, sich in zwei Loben zu teilen und, von NW und NO her kommend, um ihn herumzufließen. —

hügel, die in nordwestlicher Richtung ziehen. — Ein anderer, etwa 500 m langer und 5 m hoher Wall liegt bei Malinchen (nordwestlich Usch-Hauland). Auf seinem Westende liegt das Gut. — Ein dritter Os liegt unmittelbar vor dem Einschüttungsrand der Baltischen Terrasse etwa 250 m SO-lich der Försterei Stöwen auf der Ostseite der Straße (Meßtischblatt No. 1419). Er ist c. 350 m lang und 8 m hoch. — Mehrere Sand- und Kieshügel liegen südlich von ihm, andere unmittelbar westlich der genannten Landstraße in dem Winkel, den der vom Dorf Kattun her in nordsüdlicher Richtung auf sie treffende Weg bildet (Meßtischblatt No. 1418).

Alle diese Formen wird ein flüchtiger Beschauer zunächst leicht als Flugsandbildungen deuten. In der Tat tragen sie — neben den zahlreichen echten Dünenvorkommen dieser Gegend — häufig Kappen aus Flugsand oder es sind ihnen Dünenkuppen aufgesetzt, was ihre Erkennung sehr erschwert. Aber diese äolisch geschaffenen Formen sind bei genauerer Betrachtung doch deutlich als aufgesetzt, als jünger zu erkennen. Bei genauerem Zusehen finden wir häufig Geschiebe und Gerölle auf den Hügeln und Wällen. Sie sind der strikte Beweis, daß die Grundform derselben nicht vom Winde geschaffen worden ist. Am leichtesten gewinnt man den typischen Eindruck dieser unregelmäßigen, subglazial geformten Landschaft in dem offenen Gelände, dessen Ecken etwa durch die drei Punkte Stöwen — Försterei Stöwen — Malinchen bezeichnet werden. Ueberall fällt ihr Reichtum an Geschieben und Geröllen auf. Sie deuten, wie die zahlreichen Blockvorkommen an der Geschiebelehminsel von Stöwen, auf eine starke Ausstrudelung des Untergrundes durch die Spaltenschmelzwässer. — Mehr im Osten haben dann schon Schwemmkegel der postbaltischen Küddowterrassen oder solche, die sich vor dem Rand selber ausbreiten, einebnend und verschüttend gewirkt. — Auch aufragende Geschiebelehminseln kommen in dieser Landschaft vor, so z. B. bei Stöwen. Sie sind über 4 km lang und werden durch die in NW—SO-Richtung ziehende Rinne, in der heute das Mühlenfließ fließt, quer und eine NO—SW ziehende Talung längs geteilt. Nirgends ragen sie über das Niveau der Baltischen Terrasse hinaus. Sie liegen fast unmittelbar vor deren Rand und quer zu der Strömungsrichtung eines hypothetischen Stromes, der ihn geschaffen hätte, wenn der Rand tatsächlich ein Erosionsrand wäre. In diesem Falle hätten sie unbedingt beseitigt werden müssen.

In der amerikanischen Literatur würde eine solche Landschaft ohne weiteres als Kames-Landschaft bezeichnet werden. Im norddeutschen Sprachgebrauch hat sich aber dieser Begriff auf hügelige, in engster Verbindung mit den Endmoränen o b e r h a l b des Sanders gebildete, fluvioglaziale Aufschüttungen zugespitzt (27, S. 175—176; 29, S. 97—98). Der Klarheit halber möchte ich ihn deshalb nicht auf diese gut 100 km unterhalb der zugehörigen Eisrandlage gebildete Landschaft ausdehnen. Ich werde daher für sie den Namen „T o t e i s - E i n s c h ü t t u n g s l a n d -

schaft“ oder kurz „Einschüttungslandschaft“ gebrauchen, weil sie ihre Formgebung durch Schüttung fluvioglazialer Sedimente in die Lücken und Spalten der in den Senken lagernden Toteismassen erhielt. — Weit besser als hier ist sie indessen im Gebiet des Baltischen Drage-Sanders entwickelt. Erst dort wurde mir völlige Klarheit über ihre Entstehung.

Dies so beschriebene Gelände taucht allmählich unter die alluviale Auffüllung des Urstromtalbodens unter. An einigen Stellen zeigt es sich in kleinen, 2—4 m hohen Steilrändern durch jüngere Erosion etwas „angekratzt“. Es gibt auch jüngere Verebnungen, doch sind diese untergeordneter Art.

Eine Frage ist noch zu klären: Wie ist es gerade an dieser Stelle des Netzetals zur Erhaltung der Einschüttungslandschaft gekommen? Gerade hier in der Konkave, in der wir eigentlich einen Prallhang mit verstärkter Seitenerosion finden müßten, war sie am wenigsten zu erwarten. Zunächst zeigt sich hierin wieder die Tatsache, daß wir es im Usch-Schneidemühler Becken mit einer älteren Hohlform zu tun haben, die nicht durch die jüngere Erosion eines sich allmählich eintiefenden „Urstromes“ entstanden sein kann. — Weiter zeigt sich hierin aber auch die schützende Wirkung des jungen Küddow-Schwemmkegels, der die Netze völlig an den Südrand des Tales gedrängt hat. Betrachten wir die Stromprofile der beiden Flüsse (31), so sehen wir, daß die bis Usch gleichmäßig ansteigende Kurve der Netze hier plötzlich einen Knick macht und fast horizontal weiter zieht. Ihre natürliche Fortsetzung liegt in der Kurve der Küddow, die hier ansetzt, und die in ihrer Wasserführung der Netze in Zeiten reichen Niederschlags oft überlegen ist. Diese Gefällsverhältnisse dürften im großen Ganzen schon zur Zeit der Baltischen Eisrandentwässerung bestanden haben. Die Baltischen Netzeterrassen unterhalb Usch weisen in ihrer Größenentwicklung jedenfalls ausschließlich in das Küddowtal hinein.

Am schönsten zeigt sich die typische Ausbildung des Einschüttungsrandes auf dem Ostufer der Küddow. Hier löst sich die Baltische Terrasse östlich des Dorfes Byschke geradezu in ein Gewirr von Ausliegern auf, die, so lange sie noch ihr Niveau halten, oben Ebenheiten tragen. Sobald sie aber darunter herabsinken, werden sie zu der beschriebenen, unregelmäßigen Einschüttungslandschaft. — Ich halte diese Erscheinung, die wir in den verschiedensten Variationen im gesamten Drage-Küddow-Gebiet immer wieder antreffen werden, unter besonderer Berücksichtigung der Niveauverhältnisse für den einzigen exakten Beweis größerer Toteismassen überhaupt. Wohl hat K. v. BUELOW richtig erkannt, daß das Gebiet zwischen dem aktiveren Oder- und Weichsellobus ein Gebiet bevorzugter Toteisbildung gewesen sei (1). Es ist m. E. aber nicht richtig, wenn er und mit ihm ROEPKE für Mecklenburg (18) als Kennzeichen der Toteisbildung „allseitig durch bedeutende Talungen begrenzte Hochflächen der Grundmoränenebene“ ansieht. Gerade wenn sich die Schmelzwasser

bereits in die Diluvialoberfläche eingeschnitten haben, besteht m. E. ein Zwang zur Annahme von Toteis darauf nicht mehr.

Auch weiter im W kommt ein bereits o. e. Aufschüttungsniveau aus dem Lemnitz-Tal heraus. Es endet teils an geraden, bajonettartig abgesetzten Hängen, teils an Steilrändern, die sich in ein Gewirr von steilwandigen Hügeln auflösen. Es geht nicht unter 70 m herab und erweist so seine Zugehörigkeit zur Baltischen Terrasse. Oestlich von Lemnitz unterhalb des 80 m-Niveaus zeigt sich der Formengegensatz wieder besonders klar und scharf: tischebene Aufschüttungsflächen oben — Steilränder — unruhiges Relief unten!

Südöstlich Lemnitz beim Vorwerk sitzt in etwa 75 m NN am Abfall des Diluvialplateaus zur Niederung gerade vor dem Ausgang eines Hängetälchens ein kleines, wunderbar klares und morphologisch einwandfreies Delta. Sogar auf der Karte (Meßtischblatt No. 1498, Radolin) kommt es durch strahlenförmig nach Osten auseinanderstrebende Ausbuchtungen der 70 m- und 75 m-Isohypse deutlich zum Ausdruck. Geologisch ist es nicht erschlossen[13]). Es zeigt wiederum, daß beim Niederschmelzen des Toteises in den Senken kleine, lokale Eisstauseen an den Rändern gegen die umliegende Hochfläche eine Rolle gespielt haben.

Wie aber sind nun diese weiten Senken entstanden, in denen heute teils die Einschüttungslandschaft, teils das Alluvium des Netzetales liegt? Sicher haben sie einmal als Zungenbecken fungiert, denn Endmoränenkränze liegen im S und SO auf den Rändern des Diluvialplateaus. Sie haben aber noch eine andere Ausgestaltung erfahren. Um diese kennen zu lernen, begeben wir uns über die derzeitige polnische Grenze an das Usch-Nakeler Stück des Netze-Urstromtals in die Gegend von Kolmar.

2. Das Netzetal östlich der Enge von Usch.

Südlich Usch liegt auf dem Diluvialplateau der von weiten Forsten bedeckte Kolmarer Sander. Die Spitze seines Kegels liegt nicht im N, sondern seitlich verschoben im O, wo die tief eingeschnittene Oberlesnitzer Rinne als subglaziale Zuführungsrinne der Schmelzwasser erkennbar ist. Die mächtigen Endmoränen um den 192 m NN hohen Tempelberg zeigen sowohl Fortsetzungen im O auf dem Südrand des Netzetales als auch im N in der Gegend von Kamionke. Die weitere natürliche Verlängerung führt dann über die Enge von Usch hinweg auf das Nordufer. Die Inseln von Milsch und Steinach mit ihren Blockpackungen und Geschiebelehmuntergrund werden wohl erodierte Reste dieser Endmoränen darstellen. An dieser Stelle dürfte also MAAS mit seinen das Urstromtal kreuzenden Eisrandlagen recht haben (14, S. 44, Anm. 2), und die Enge in Parallele zu der Oberlesnitzer Rinne ihre Entstehung einem alten Gletschertor verdanken. Ob später die Baltische Küddowterrasse

[13]) Seinem Niveau nach dürfte es ungefähr gleich alt mit der Baltischen Küddowterrasse sein.

durch die Enge hindurch einen bedeutenden Zufluß aus dem Brahe- und Weichselgebiet erhalten hat, läßt sich in unserem Gebiet endgültig nicht entscheiden. Anzeichen dafür wurden nicht gefunden.

Der Südrand des Netze-Urstromtals zielt hier nicht in die Enge von Usch, sonder in gerader Linie in die Oberlesnitzer Rinne hinein. Er ist völlig durch subglaziale Rinnen zerstückelt, die parallel zu ihm in ostnordost- bis westsüdwestlicher Richtung ziehen. Es erweist sich also, daß die Urstromtalsenke durch subglaziale Rinnen wenn nicht gar angelegt, so doch zumindest in hohem Maße umgeformt worden ist. Desgleichen diente sie als Zungenbecken für Gletscherloben, von denen einer ein Mal seine Stirnmoränen in der Gegend von Kolmar hatte. Es mag sich im ganzen um ein ähnliches Mischgebilde handeln, wie es WOLDSTEDT in einigen Föhrden Schleswig-Holsteins und den Seebecken des Malchiner-, Kummerow- und Tollense-Sees erblickt (29, S. 87—88). Die also im wesentlichen bereits vorgezeichneten Ränder des Urstromtals wurden dann später beim Niederschmelzen der Toteismassen, die es erfüllten, besonders in den Engtalstrecken noch subaerisch fluviatil nachgeschärft. Ich möchte jedoch betonen, daß ich diese Erklärung nur für das in meinem Arbeitsgebiet liegende Stück des Thorn-Eberswalder Urstromtals geben kann.

Für die subaerische Umarbeitung eines subglazial entstandenen Tales liefert das Küddowtal bei Schneidemühl ein sehr schönes Beispiel. Ich erwähne es an dieser Stelle, weil der Prozeß im Prinzip derselbe ist, wie in den Urstromtälern[14]). Das Bagna-Bruch im NW der Stadt wie auch die breite Küddowaue bis zu den Brücken sind unzweifelhaft die Fortsetzungen des vom Lachotka-Fließ durchströmten Rinnentales im N, in das die Küddow bei Koschütz von NO her seitlich eintritt. Schneidemühl knüpft sich als Brückenort an die Stelle, wo die Küddow in einem verhältnismäßig schmalen Erosionstal aus dieser breiten sumpfigen Niederung nach SO ausbricht. Gleichzeitig sicherte das Bagna-Bruch die Schutzlage der Stadt gegen Westen. — Im Verlauf der jüngeren Eintiefung der Küddow ist dann der Rand des Bruchs im W und S der Stadt zu einer glatten, nach NO geöffneten Konkave umgestaltet worden, während das Lachotka-Tal die typischen, unregelmäßig gewinkelten Formen der subglazialen Rinnen bewahrt hat. Die Grenze zwischen dem Bereich der subglazialen und subaerischen Formung liegt bei Koschütz. Hier ist uns in anschaulicher Weise das p r i m ä r e Stadium (im N) neben dem sekundären (im S) erhalten geblieben, da das Lachotka-Fließ nicht, wie die Küddow, die nötige Kraft besaß, um auch in seinem Bereich das Rinnental umzugestalten.

Bei dem Niederschmelzen der die Talsenken erfüllenden Toteismassen kam es dann, wie schon verschiedentlich gesehen, an den Rändern gegen die Hochfläche zur Bildung lokaler Eis-

[14]) Beträgt doch die größte Breite der gesamten postbaltischen Küddowterrassen bei Schneidemühl schon fast 4½ km!

stauseen. Ein solcher hat auch in der Kolmarer Bucht bestanden. Es kamen Bändertone zur Ablagerung, die die unruhigen Formen der Einschüttungslandschaft verhüllen, so daß auf der Karte an dieser Stelle eine besondere Wellensignatur für sie angewendet wurde. Am Nordrande der Oberlesnitzer Rinne wurde 2 km nordwestlich Kolmar vor einem Hängetälchen in 75 m NN ein kleines, später mit einer niederen Stufe versehenes Delta aufgebaut, welches geologisch jedoch nicht erschlossen ist. Am Ostufer des Kolmarer Stadtsees kommen Leisten am Gehänge im gleichen Niveau vor.

3. Aeltere Sander im Netzegebiet.

Während der Kolmarer Sander und die Kolmarer Endmoräne von O her aufgeschüttet wurden, lag im W in der Gegend von Kahlstädt und Fitzerie die gegen O gerichtete Front eines sich nach NW zurückziehenden Gletschers. WOLDSTEDT hat kürzlich auf diese sich zum ersten Mal (nach der Ritschenwalder Endmoräne) deutlicher abzeichnende Trennung des Weichsel- und Oderlobus aufmerksam gemacht (30, S. 61). Ja, man könnte hier geradezu die Uranlage des Küddow-Sanders erblicken. Später teilte sich dann der Oderlobus wieder mit Hilfe des Drage-Sanders in den Oder- und Drage-Küddow-Gletscher.

Während der Kolmarer Eisrand im O noch stationär blieb, zog sich der Kahlstädter bald nach NW zurück. Daher konnte eine etwas jüngere Stufe des Kolmarer Sanders über Kahlstädt und Jablonowo nach dem Netzetal durchbrechen. Auch dieser Durchbruch war durch eine subglaziale Schmelzwasserrinne vorgezeichnet. Ihre Reste finden wir in einer Reihe teils vermoorter Senken, die sich von dem See bei der Seekolonie südlich Usch-Neudorf über Kahlstädt nach Jablonowo ziehen. Der Talboden dieser jüngeren Stufe läßt sich im Haupttal in Terrassenresten von 90 bis 85 m Höhe noch bis westlich Kruschewo verfolgen. Dort wird er in einem 10 m hohen, in NW-SO Richtung verlaufenden Steilrand abgeschnitten, der durch ein vom Diluvialplateau herabkommendes Tälchen schon stark zerstört ist. Er weist auf eine aus NW kommende, erodierende Kraft hin. In dieser Richtung liegt auf dem anderen Netzeufer der wohlausgebildete Schönlanker Sander (vgl. S. 57)!), der einem Gletschertor 2 km südöstlich Schönlanke seine Entstehung verdankt. Dort ist wieder die typische radiale Verknüpfung mehrerer subglazialer Rinnen sichtbar. Der Schönlanker Sander wurde in seine beiden Teile zerlegt durch die Baltische Terrasse. Ihr Durchbruch könnte angelegt worden sein durch subglaziale Schmelzwasserrinnen[15]), die zu der im S gelegenen Scharnikauer Endmoräne hinführten. Reste der Rinnen sind uns jedoch infolge kräftiger späterer Erosion in der Engtalstrecke nicht er-

[15]) Auch die vom Mussitgen-See 3 km östlich Schönlanke nach S am Neudorfer Sandkrug vorbeiziehende Rinne verläuft in gleicher Richtung. Ebenso wiederholt die Zasker—Logo—Straduhner See-Rinne getreu das Umbiegen des Netzetales aus der O-W- in die N-S-Richtung.

halten. Auch hier wird das tiefer gelegene Gebiet des nachmaligen Urstromtals und seiner Terrassen eine Art Zungenbecken für den Gletscher abgegeben haben.

4. Die Baltischen Netzeterrassen zwischen Drage- und Küddowmündung.

Die Baltische Terrasse setzt 3 km westlich Usch bei dem Gut Wilhelmshöhe an der Netze in 68 m NN ein, liegt also genau in der Fortsetzung des Gefälles der Küddow-Terrasse, deren Abbrechen in einem gegen Toteis geschütteten Rande wir in einem der vorigen Kapitel (S. 31) verfolgt haben. Sie ist auch hier teils als Akkumulations-, teils als Erosionsterrasse in Geschiebemergel oder Liegendsanden ausgebildet. Ueberall ist sie von einer mehr oder minder mächtigen Decke mittelgrober Schotter überzogen, die für die Baltische Terrasse charakteristisch sind. Deren oberster Meter hat meist seine Schichtung verloren. Das ist gerade die Zone, bis in die die stärksten Teile der Kiefern-Pfahlwurzeln eindringen[16]). Auch eine chemische Beeinflussung durch die Wurzelhaar-Zellen findet statt. Eine Zerstörung der Schichtung durch die von Tausenden von Zentren ausgehende seitliche Pressung beim Dickenwachstum der Wurzeln scheint durchaus denkbar, namentlich, wenn man berücksichtigt, daß sich dieser Prozeß schon durch Jahrtausende hindurch immer von neuem abspielt. Wird nun einmal über feinen Liegendsanden die Schotterdecke so dünn, daß sie nur noch aus der obersten, ungeschichteten Zone besteht, so kann es leicht den Anschein erwecken, als ob eine grobe, ungeschichtete, moränenartige Ablagerung über feinen, geschichteten Sanden läge. Die feinen Liegendsande brauchen durchaus nicht immer einer älteren Vereisung anzugehören, sondern können in einem faziellen Wechsel der die Terrasse bildenden Sedimente begründet sein. — Häufig ist aber auch diese grobe, schlecht- oder ungeschichtete Schotterdecke weiter nichts als der letzte Auswaschungsrückstand des Geschiebemergels, den wir wenig weiter noch anstehend in der Terrasse finden, die sich in solchen Fällen als reine Erosionsterrasse erweist. Die angeblichen „Talsande“ unter der Schotterdecke finden wir dann als Liegendsande des letzten Geschiebemergels wieder.

In der Enge von Romanshof, in der sich die Baltische Terrasse auf mindestens 4½ km verschmälern muß, hat sie sich bereits auf 64 m gesenkt. Ihre Fortsetzung liegt in westlicher Richtung in den weiten Flächen südlich Runau auf der Nordseite des Netzetales. Diese gehen zwar stellenweise bis auf 67 m hinauf, doch ist es wohl nur natürlich, daß sich der Strom in Engen ein im allgemeinen tieferes Bett schuf, als in Weitungen. Zahlreiche wohlerhaltene Windkanter finden sich in den geschichteten Talsanden dieser höheren Partien. Sie zeigen, daß es sich wahrscheinlich um die nur bei den sommerlichen Hochwassern über-

[16]) Sämtliche Talsandterrassen sind noch oder waren zumindest einmal bewaldet in postglazialer Zeit.

spülten Teile des Strombetts handelt, die oft längere Zeiten den Windwirkungen ausgesetzt waren[17]).

Wir sind jetzt in dem Gebiet, in dem nach den Erläuterungen der Geologischen Karte von Preußen gewaltige Stauseen weite Sandflächen und Terrassen geschaffen haben sollen. Vorher sollen Sanderkegel nördlich der Netze nach S und südlich der Netze nach W aufgeschüttet worden sein: „Während so der Eisrand weiter nach N zurückschmolz, bildeten in einiger Entfernung vor ihm die aufgestauten Schmelzwasser riesige Wasserflächen, unter denen Sande aufgeschüttet wurden, so z. B. in der Höhe von etwa 75 m. Indem der Wasserspiegel dann etappenweise sank, bildeten sich die tiefer gelegenen Stufen heraus". So schreiben BEHR und KOEHNE in den Erl. zum Bl. Stieglitz, S. 7.

Sehen wir uns einmal diese Sandflächen, die sich über die Blätter Eichberg, Gr. Drensen, Stieglitz und Scharnikau erstrecken, etwas genauer an. Im O liegen ihre höchsten Teile um 67 m, im W um 65 m. Sie zeigen also ein — wenn auch schwaches — Gefälle nach W. Aufgebaut sind sie aus kreuzgeschichteten Kiesen und Sanden, deren Fallen stets westwärts weist. Nirgends ist auch nur eine Spur von horizontal geschichteten Seesedimenten zu entdecken. An den südlichen Rändern in der Gegend von Grünfier, Plan und Buchort zeigen sich ein wenig tiefer gelegene Verebnungen in 60—62 m NN, die ausgesprochen erosiv in Geschiebelehm entwickelt sind. Von ihnen sind nur die Postbaltischen im SO zwischen Hammer und Putzig-Hauland mit deutlichen Rändern gegen die Hauptterrasse abgesetzt. Die vorher erwähnten Verebnungen dagegen dürften nur wenig jünger als der Baltische Strom sein und sind deshalb gar nicht oder nur mit undeutlichen Rändern gegen seinen Talboden abgesetzt. Hierzu schreiben die Erl. zum Bl. Stieglitz ganz richtig: „Dies rührt daher, daß sich einerseits undeutliche Zwischenstufen einschieben; andererseits gehen aber auch große Einsenkungen in das Gebiet der höheren Stufe hinein, welche häufig von deutlichen Steilrändern begrenzt und zum großen Teile von Alluvialbildungen eingenommen sind. Besonders im westlichen Teile des Blattes nehmen solche Einsenkungen so überhand, daß die Stufe wie in eine Anzahl von Aufschüttungen aufgelöst erscheint." Wir haben hier, ohne daß es die Verfasser damals im Jahre 1911 beabsichtigen konnten, schon die Darstellung einer regelrechten Toteislandschaft vor uns. Diese ist besonders in einem breiten Saum ausgebildet, der sich aus der Gegend von Putzig und Werder in nordwestlicher Richtung über Marienbusch und Eschenbusch, Ascherbude und Hedwigshof, Minettenruh und Mühlenort auf die Gr. Drensener Endmoräne zu zieht. Wir werden auf diese Zone noch einmal zu sprechen kommen (Vgl. S. 41!).

[17]) Es ist auch möglich, daß wir darin verborgen noch die Ueberreste älterer, präbaltischer Abflußniveaus vor uns haben, die in der Zeit zwischen den Netze-Eisrandlagen (Schönlanker Sander) und der Baltischen Stillstandsphase in Funktion waren. Die Höhenunterschiede sind aber so gering, daß eine Ausscheidung hier nicht mehr möglich ist.

Wie steht es mit der behaupteten ursprünglichen Sandernatur dieser Flächen? — Wir waren soeben bis an die Gr. Drensener Endmoräne im NW vorgedrungen. Aber nirgends ist dort etwas von dem zu sehen, was wir früher als Kriterium der Zusammengehörigkeit von Endmoräne und Vorschüttungsfeld kennen gelernt hatten, der morphologischen Verzahnung (S. 25). Ueberall fällt die Endmoräne mit einem deutlichen, 20—30 m hohen Steilrand gegen die Sandflächen im S ab, während doch gerade hier ein sanft geböschter Uebergangskegel gefordert werden müßte. Wohl greifen manchmal geschlossene Hohlformen, von denen wir schon in den Erl. zum Bl. Stieglitz gehört haben, aus der Terrasse in die Endmoräne über, aber von einer Verzahnung im eigentlichen Sinne kann nirgends die Rede sein. Wenn hier also einmal ein nach S geschütteter Sander vorhanden gewesen ist, so ist er von der jüngeren Baltischen Erosion völlig zerstört worden. Aber wir werden sehen (S. 57), daß auch die Fortsetzung der Gr. Drensener Staffel im NO, die Kl. Drensener Endmoräne, nur äußerst geringe Ansätze oder gar keine Sanderbildung zeigt, so daß hier wohl der Analogieschluß erlaubt ist, daß im SW ebenfalls keine größeren Sander entwickelt gewesen sind.

Wie ist der Rand gegen das Höhenland weiter im Osten beschaffen? — Nachdem die Drensener Endmoränen in NNO-licher Richtung ziehend, den Rand verlassen haben, tritt bei Gornitz neuerdings eine kuppige Endmoränenlandschaft an die Baltische Terrasse heran. Ihr Sander ist dies Mal noch in Resten vorhanden und wird bei Gornitz und Ivenbusch in 73—74 m NN abgeschnitten. Er dürfte entsprechend der Annahme der Geologischen Karte gleich alt mit dem Schönlanker Sander sein, der in derselben Höhe abgestutzt wird. — Zwischen der Gornitzer und Drensener Endmoräne wird in einem nur bruchstückweise vorhandenen, etwa 5 m hohen Rand ein stark zerlöchertes, aus geschichteten Kiesen und Sanden aufgebautes Gelände abgeschnitten, mit dem wir uns noch in einem späteren Kapitel (S. 57) beschäftigen werden. — Bei Runau tritt ebene Grundmoränenlandschaft in einem c. 8—10 m hohen Rand an die Terrasse heran. Anschließend im Osten wird der Schönlanker Sander in 73—74 m NN abgestutzt. Die Terrasse ist hier wieder vielfach eine Erosionsterrasse in Geschiebemergel, sodaß die Sanddecke des Sanders an seinem Unterende schon nicht mehr sehr mächtig gewesen sein kann. Wir werden auf diesen Punkt noch einmal zurückkommen (S. 57).

Das Endergebnis dieser Betrachtungen ist also dies, daß wir es bei den weiten Sandflächen nördlich der Netze mit fluviatilen (Baltischen) Terrassen zu tun haben, die teils ebene Grundmoränen-, teils kuppige Endmoränenlandschaft, teils ältere Sander in Erosionsrändern abgeschnitten haben.

Wie verhält sich die Baltische Terrasse auf der Südseite der Netze? Während sie sich auf der Nordseite nur noch langsam senkt, fällt sie hier, hinter der Scharnikauer Endmoräne

hervorbrechend, anfangs sehr rasch, dann wieder langsamer. Im S schneidet sie das 4—5 m höher liegende Gelände der Zwischenstromlandterrasse heraus, die ihrer Höhe nach mit der „Weiteren Baltischen Terrasse" auf der Nordseite zusammenzustellen ist. Ich habe sie deshalb beide mit einer neuen Signatur versehen, während die im engeren Sinne Baltische Terrasse in der alten Weise fortgeführt wurde. Den sich allmählich entwickelnden Rand zwischen beiden auf der Südseite habe ich aus den o. e. Gründen nicht selber begehen können. Ich muß mich hier auf die Angaben der geologischen Spezialkarten (Bl. Kreuz und Filehne) stützen, die dort eine „Stufengrenze im Sander" verzeichnen. Sie ist auf meiner Karte durch eine gestrichelte Linie dargestellt worden. Jedenfalls liegen an der Einmündung der Drage ins Haupttal die Verhältnisse so, daß die „Engere Baltische Terrasse" in 50—52 m, die „Weitere" in 53—55 m NN liegt. Hier sind auf der Nordseite niedrige, aber z. T. deutliche Ränder zwischen beiden entwickelt (z. B. westlich Neubeelitz). Ob man aus diesem geringen Höhenunterschied aber schon einen nennenswerten Altersunterschied herleiten soll, möchte ich dahingestellt sein lassen.

Interessant ist noch bei der beginnenden Trennung beider Niveaus das plötzliche Absinken der tieferen Baltischen Terrasse, nachdem sie aus der Enge westlich Scharnikau herausgetreten ist. Sie schneidet hier die Scharnikauer Endmoräne, bzw. den erhöhten Sockel des Diluvialplateaus, dem diese aufsitzt, bei Cischkowo jäh ab. Sie ist hier als reine Erosionsterrasse in Geschiebemergel ausgebildet und mit Aeckern bedeckt. Sie ist außerordentlich steinreich, und ich habe die Signatur der schwarzen Kreuze, die „Geröll- und Geschiebeanhäufungen" bedeuten, der geologischen Spezialkarte entnommen. Sie liegen genau in der WNW-lichen Verlängerung der Scharnikauer Endmoräne und lassen darauf schließen, daß hier ein hemmender Riegel ursprünglich die Eintiefung der Engeren Baltischen Terrasse hinderte. — Zu beachten ist auch, daß gerade an dieser Stelle zwischen Gultsch und Mikolajewo auf der Südseite und Werder und Putzig auf der Nordseite eine Verengung des jüngeren Netzetales auf nur 2 km eintritt. Auf der Nordseite ist hier die Baltische Terrasse in der Nähe ihres südlichen Randes ebenfalls als Erosionsterrasse ausgebildet. In nordwestlicher Richtung zieht sich von hier aus jener o. e. Streifen besonders intensiver Zerlöcherung der Baltischen Terrasse (Vgl. S. 39—40!). Die Längserstreckung der Senken erfährt in dieser Zone eine auffällige Aenderung. Während sie im allgemeinen auf der Terrasse in NO-SW-Richtung ziehen, schwenken sie hier plötzlich in die Querrichtung dazu um. Wir haben diese Erscheinung bereits früher (S. 15) als Kriterium ehemaliger Eisrandlagen kennen gelernt. Es scheint also, als ob von der Scharnikauer Endmoräne her einmal ein Eisrand in nordwestlicher Richtung über das heutige Netzetal hinweg auf die Gr. Drensener Endmoräne zu verlaufen ist, und zwar dorthin, wo später auch die Gornitzer

Endmoräne von ihr abschwenkte. Damit würde die Annahme, daß die Weitung des Netzetales bei Scharnikau als altes Zungenbecken benutzt worden ist, eine weitere Stützung erfahren. Die Enge von Gultsch würde einem alten Gletschertor, daß in dieser Gegend lag, ihre Entstehung verdanken und zusammen mit der bereits früher gegebenen Erklärung (S. 35) für die Enge von Usch einen weiteren Beitrag zur älteren Geschichte des Thorn-Eberswalder Urstromtals liefern.

Auf der nordseitigen Terrasse ist charakteristisch, daß sich die geschlossenen Hohlformen und Rinnen in der Nähe des Randes zum angeblichen Urstromtal häufen, während man doch gerade hier im Bereich der jungen Zertalung sie am wenigsten erwarten sollte. Dies deutet wieder darauf hin, daß ihre Entstehung mit der des tiefsten Urstromtaleinschnittes verwandt sein muß.

C. Das Dragegebiet.

1. Der Nörenberger und Welschenburger Sander.

In der Gegend von Nörenberg an der Ostfront des Odergletschers entströmte dem Eisrande durch mehrere, heute von Seen erfüllte Rinnen gespeist (Enzig-See, Nethstubben-See, Kremminer See), der Nörenberger Sander. Wie der Küddow-Sander ist er in seinem Uebergangskegel von Aeckern bedeckt. Weiter unten wird er ebener und ist von weiten Kiefernwäldern bestanden. Dann bricht er, wie die Baltische Küddow-Terrasse südlich Schneidemühl (Vgl. S. 31), in einem Steilrand von gleicher Beschaffenheit, dessen Verlauf im einzelnen der Karte entnommen werden mag, über einem wirrhügeligen Gelände im SO ab, das von den ausgedehnten Kiefernwäldern der Staatsforst Wedelsdorf bedeckt ist. Am schönsten zeigt sich seine Ausbildung etwa 2 km nordwestlich Rahnwerder (Vgl. Meßtischbl. No. 1247!). Aber auch im NO bricht er über einer ähnlichen Landschaft ab, in der Zamzow liegt. Sie trennt ihn von dem Welschenburger Sander im Osten.

2. Die Einschüttungslandschaft von Rahnwerder.

In dieser Einschüttungslandschaft liegen riesenhafte, oft mehrere Quadratkilometer große, heute von moorigem oder torfigem Alluvium erfüllte Wannen. Stellenweise gibt es Deltas und Terrassen allmählich absinkender, jüngerer Eisstauseen. Kein einziger der Sand- und Kieshügel, die sich bis zu wohlausgeprägten Osern entwickeln können, ragt über das Sanderniveau heraus. Nur einige plateauartige Auslieger liegen mit ihrer Oberfläche genau in der nach unten fortgesetzten Verlängerung des Sanderniveaus. Sie sind von geschichteten Kiesen und Sanden bedeckt und durch ihre hoch über ihre Umgebung emporragende Lage äußerst steril. Einen dieser Plateauberge, der der Karte nach von Ackerflächen bedeckt sein sollte, (am Nordufer des Trabun-Sees), fand ich bei der Begehung mit kümmer-

lichen Kiefernschonungen aufgeforstet. Auffälligerweise liegen diese Auslieger sämtlich in der nordwärts gerichteten Verlängerung der N-S gestreckten Neuwedeller Geschiebelehminsel. Es scheint also, als ob durch die niederschmelzenden Eismassen zuerst aufragende Sockel des Untergrundes von den das Toteis durch- und überströmenden Schmelzwassern eingeebnet und überschüttet worden sind. — Ueberhaupt war der ganze Abschmelz- und Zerfallsvorgang des Inlandeises sehr stark durch das subglazial vorhandene Relief bedingt. Schon TORNQUIST sagt 1910 (25) in Bezug auf die (allerdings weitaus größeren) ostpreußischen Sockel: „Bei jedem Rückgang des Eisphänomens ist die Eisdecke auf der Höhe der Sockel eher abgeschmolzen, als in den Senken .... Aus diesen Feststellungen ergibt sich, daß die Schmelzwässer auf diesen vornehmlich zur Entwicklung kamen".

Die Neuwedeller Diluvialinsel liegt in großen Teilen tiefer als die sie umgebenden Plateauberge und Einschüttungslandschaften. Deshalb muß auch für sie noch eine Bedeckung mit Toteis in ihren tieferen Teilen angenommen werden. Sie bildet das gewaltig vergrößerte Gegenstück zu der Geschiebelehminsel bei Stöwen in der Einschüttungslandschaft des Usch-Schneidemühler Beckens.

3. Der Kallieser und Körtnitzer Sander.

Wie aber ist der weitere Abfluß der Baltischen Schmelzwassermengen an dieser Stelle vor sich gegangen? Ihr Gefälle war nach O und SO gerichtet. Dort kommt von der Westfront des Drage-Küddow-Gletschers, dem großen Kallieser Endmoränenbogen, ein kurzer Sander herab, der bald in dem bekannten Rand über der Einschüttungslandschaft abbricht. Diese Kante liegt genau in der nach unten verlängerten Gefällskurve des Nörenberger Sanders. Der Kallieser Sander ist also nicht viel älter, als der Baltische. Jedenfalls scheinen sie sich an dieser Stelle noch desselben Abflußniveaus bedient zu haben. Doch läßt sich hier, wo auf weite Räume hin die Zusammenhänge durch die Toteislandschaft zerstört sind, nichts Sicheres darüber aussagen.

RABBEL (17) hatte den Kallieser Sander mit dem Körtnitzer zusammengefaßt. Ich glaube, daß der Körtnitzer Sander zumindest in seinem SO-Teil älter ist. Es ist dort in der Gegend von Zietenfier ein 6—8 m hoher Steilrand zwischen beiden entwickelt. Der jüngere Sander greift 1 km NW des Gutes Marthenberg in einer Terrasse, die in die Tütz-Lüptow-See-Rinne weist, in den älteren (Körtnitzer) Sander hinein. Auf seine Rechnung ist wohl auch die Entstehung des Erosionrandes zu setzen, der westlich Birkholz in nordsüdlicher Richtung verläuft. — Der Körtnitzer Sander entwickelt sich aus der Gegend von Alt-Körtnitz, wo Verkoppelung zahlreicher Rinnen und Endmoränenreste eine Eisrandlage andeuten. Eine weitere Quelle war das Gletschertor von Zadow, wo der Sander keilartig in das Di-

luvialplateau eingreift[18]). Ferner wurden Schmelzwasser geliefert von der gesamten Westfront des Drage-Küddow-Gletschers mit ihren zahlreichen NO-SW bis O-W ziehenden Rinnen von Spechtsdorf über Knakendorf, Schulenberg, Tütz bis Mehlgast im Süden. Der Kallieser Sander dagegen hat seinen Ursprung schon mehr im N an dem Kallieser Endmoränenbogen und besonders in dem gut entwickelten Gletschertor von Kallies selbst. — Der Körtnitzer Sander neigt im ganzen mehr dem Typus des Bortensanders (Vgl. S. 12!), der Kallieser mehr dem des Fächersanders zu.

Viele isolierte Reste älterer Endmoränenstaffeln und Hochflächeninseln konnten sich im Sander erhalten. Zwischen Birkholz und Gollin konnte ich auf den Rändern der Diluvialplateau-Insel in 100—105 m hochgelegene Reste älterer Sander nachweisen, die sich mit diesen Vorstaffeln morphologisch verzahnen. Südlich des Dorfes Birkholz ist der unterste Teil eines solchen Sanders durch eine subglaziale Rinne mehrerer heute vermoorter Senken inselartig von der Hochfläche losgelöst. Wir wiesen bereits früher (Vgl. S. 28) auf solche Uranlagen hochgelegener, späterer Umfließungsrinnen hin, die auch den Sanderrest an der Hochflächeninsel von Kattun abgetrennt hatten.

4. Die Kratznicker Einschüttungslandschaft.

Zwischen dem Nordteil der Neuwedeller Insel und der Baltischen Endmoräne kann man überhaupt nicht von einem eigentlichen Sander reden. Hier sind nur einige plateauartige Ansätze des Sanders vorhanden. 2 km östlich Cölpin legen sie sich in einer Anzahl von Inseln halbkreisförmig um den Ort. Es erscheint daher denkbar, daß sie einer der Baltischen Endmoräne vorgelagerten, etwas älteren Staffel ihre Entstehung verdanken. Es wäre uns dann gerade der oberste Teil des Sanders, der Uebergangskegel, in Resten erhalten geblieben und der innere — westliche — Steilabfall der Inselberge ein „Eiskontakt"-rand (Vgl. S. 49 und 55) — nicht gegen erstorbenes Vorlandeis, sondern gegen den lebenden Eiskörper selbst. — Im übrigen finden wir die typische Einschüttungslandschaft mit riesigen Toteisbecken darin.

---

[18]) Der gleichen Eisrandlage, einem der letzten Abbaustadien des Drage-Küddow-Gletschers, scheint ein ganz ähnlich gebautes Gletschertor 1½ km nordwestlich Henkendorf seine Entstehung zu verdanken. Sie knüpfte hier in südwestlicher Richtung ziehend an den Südostteil der Laatziger Endmoränen an. Der schmale, keilförmige Sander zieht, südlich des Wuknik-Sees in etwa 130 m Höhe ansetzend, in OSO-licher Richtung auf Alt Prochnow zu. Sein weiterer Verlauf muß noch durch neue Begehungen geklärt werden. Wahrscheinlich führte er über die derzeit eiserfüllten Rinnen des Böthin- und Dreetzsees hinweg und die weiter oben erwähnte Toteislandschaft von Dt. Krone (Vgl. S. 23!) zum Pilowsander, der an dieser Stelle südlich der Freudenfierer Diluvialinsel eine etwas ältere Stufe zeigt (Vgl. S. 23!). Auch in der Böthin-See-Senke zeigen Oser (z. B. gegenüber Dreetz am Westufer) die Anwesenheit von Toteis an.

5. Der Sellnower Sander und die Marienwalder Einschüttungslandschaft.

Erst weiter im S entwickelt sich vor Rinnen, die bei Rohrbeck und Sellnow die Baltische Endmoräne durchbrechen, ein größerer Sanderkegel, der Sellnower Sander. In der Gegend von Barkenbrügge zeigt er eine Zweistufung, die sich aber nach unten bald verliert. Vielleicht handelt es sich hier um eine ähnliche Erscheinung, wie die der von TROLL (Vgl. Anm. [7]) S. 22!) beschriebenen Trompetentälchen des Alpenvorlandes. Wahrscheinlich hat aber auch das Niederschmelzen der in den gewaltigen Becken NW und SO Barkenbrügge lagernden Toteismassen dabei eine Rolle gespielt.

Im S zwischen der Oberförsterei Marienwalde und Bernsee bricht der Sander mit einem Steilrand, der an einer Stelle auch Deltaschichtung zeigt, über einer tiefer gelegenen Landschaft ab, in der große Becken liegen. Ihre Höhenlage ist wechselnd und mag der Karte entnommen werden. Diese Landschaft ist als Einschüttungslandschaft nicht ohne weiteres zu erkennen, da in einem späteren Stadium Beckentone über sie ausgebreitet wurden, die die Formen milderten und heute eine reiche landwirtschaftliche Kultur ermöglichen. Da unter den Tonen stellenweise auch der Geschiebelehmuntergrund herauskommt und hier ohne eingehende geologische Kartierung eine genaue Abgrenzung nicht möglich ist, wurde auf Anwendung der die Einschüttungslandschaft kennzeichnenden Signatur verzichtet.

Bei Marienwalde ragen Oser und langgestreckte Sander-Inseln darüber auf. Sie dürften genetische und zeitliche Analoga des breiten Sellnower Sanderkegels im N sein. Wir haben hier auf engem Raum den faziellen (im morphologischen Sinne) Wechsel sämtlicher Vorschüttungsformen des Inlandeises in kontinuierlichem Uebergang vor uns: von der Einschüttungslandschaft über die Oser und die Sander-Inseln bis zum voll subaerisch entwickelten Sanderkegel. Ihr jeweiliges Vorkommen hängt von dem Ausmaß der Bedeckung des Vorlandes mit erstorbenen Eismassen ab, dieses wieder von der topographischen Gestaltung des Untergrundes und dem Tempo des Rückzuges. — Der weitere Abfluß der Schmelzwasser muß dann wieder sub- oder inglazial durch die Rinnen westlich und östlich Woldenberg erfolgt sein. Es müßte nachgeprüft werden, ob eventuell über den Rinnenseen liegende Hochterrassen die weitere Ableitung übernahmen. Vielleicht bestehen hier Beziehungen zu den weiter unten (Vgl. S. 49) zu besprechenden Woldenberger Decktonen in der Weise, daß diese die äußersten Sedimente der Baltischen Schmelzwässer sind, die sich zuerst in breiteren Lücken des Toteises absetzten. Ihr Abfluß nach OSO wurde durch den inneren (glazialen) Aufschüttungsrand des kleinen Wolgaster Sanders gestaut (Vgl. S. 49). Bezeichnenderweise liegen die Tone auf den Hochflächen, die, wie bereits mehrfach erwähnt, zuerst ausschmolzen, während die

Rinnentäler noch weithin durch Toteismassen verstopft waren. Ein wichtiges Argument hierfür wird weiter unten angeführt (Vgl. S. 49!).

Mit dem Gefälle des Sellnower Sanders nach SO fortschreitend verschmälert sich dieser zusehends zwischen der Neuwedeller Insel im NO und den Toteismassen der Marienwalder Einschüttungslandschaft, die ihn im S einengten. Gleichzeitig ändert sich sein Charakter. Er ist von prächtigen, alten Laubwäldern bestanden. Zu forstwirtschaftlichen Zwecken niedergebrachte 4-m Bohrungen haben ergeben, daß hier überall Geschiebemergel in geringer Tiefe ansteht. Ich habe das durch eine Schrägschraffierung zum Ausdruck gebracht. Natürlich finden wir in solcher Gegend nicht die theoretisch geforderte Abnahme der Korngröße des Sandermaterials nach unten, sondern recht grobes, z. T. sogar Blockmaterial, das den Auswaschungsrückstand des erodierten Geschiebemergels darstellt. Im obersten Meter dieser meist nur dünnen Schotterdecke ist die Schichtung aus den bereits angeführten Gründen (Vgl. S. 38) zerstört.

Der Sander ist hier also auf einen höher aufragenden Riegel getroffen, den er erodiert und verebnet hat. Vor (im Sinne des Gefälles) diesem Riegel zeigt der Sander in seinen tieferen Teilen feinsand- und beckentonartige Ausbildung (vertikale Schraffur). So ist also die Möglichkeit zum Vorkommen feinster und gröbster Sedimente im Sander dicht neben einander gegeben.

Von welcher Beschaffenheit war dieser Riegel? — Von S her springt die eine kuppige Endmoränenlandschaft tragende Regenthiner Halbinsel vor; von N her bei Zatten die — ebenfalls mit der Front nach O gerichtete — Endmoränen tragende Neuwedeller Insel. Bei der Begehung fand ich dazwischen gleichsam als stehengebliebenen Brückenpfeiler eine kleine, den Sander um ca. 6 m überragende Geschiebelehm-Insel, die ebenfalls kuppig ist. Auf ihr liegt die Försterei Nemischbusch. Es ist hier also eine ältere Vorstaffel der Ostfront des Odergletschers von dem Baltischen Sander überwältigt worden. — Nach dem Durchbruch verengert er sich trichterförmig und tritt in Form von hochliegenden Terrassenresten in das Dragetal ein. Ich möchte diese Stelle mit der ganz ähnlichen bei Hammerstein am Küddow-Sander vergleichen. Die Terrassen schneiden sich von hier ab mit deutlichen Steilrändern in die umgebende Landschaft ein. Die baltischen Drageterrassen würden also dem Küddowtalsander zwischen Hammerstein und Schneidemühl, der Sellnower Sander etwa dem Rummelsburger oder Baldenburger Ast entsprechen.

6. Das Gebiet östlich der Baltischen Drageterrassen.

Diese Landschaft sollte nach den bisherigen Darstellungen „der" Drage-Sander, nach RABBEL (17) „Geschiebelandschaft glazialer Herkunft" sein. Sie müßte deshalb der ersten Ansicht nach

eine ebene, nach S geneigte Fläche sein. Die Ränder gegen das umgebende Höhenland müßten Erosionsränder der gewaltigen Schmelzwassermengen sein. — Statt dessen finden wir eine nicht nur gegen S, sondern auch gegen W geneigte Fläche, die zwar stark durch geschlossene Hohlformen, Rinnen und Becken zerlöchert ist, die aber doch deutlich als Ebene zu erkennen ist. Ihre Oberfläche besteht meist aus kreuzgeschichteten Kiesen und Sanden. Nur an einigen sehr bezeichnenden Stellen, die noch zu besprechen sein werden, tritt eingeebneter Geschiebemergeluntergrund zu Tage.

Diese Flächen verzahnen sich im O morphologisch (Vgl. S. 25!) mit dem Diluvialplateau, wo subglaziale Schmelzwasserrinnen aus dem Hinterland hervorbrechen. Solche Stellen finden wir am Küchensee bei Salm, am Dolgensee bei Gramswalde und am Pennowsee bei der Kol. Petznick. Zwischen Zützer und Eichberg liegt auf dem Rand der Hochfläche die wohlausgebildete, kleine Selchower Endmoräne.

Am Fuchs-Berg 1 km NW der Kol. Petznick wird die Endmoräne von der auffallend geradlinigen Pinnowsee-Rinne durchbrochen. Hinter dem Fuchsberg gabelt sie sich, um in einem doppelten Gletschertor die Front des damals hier liegenden Drage-Küddow-Gletschers zu verlassen. Nirgends ist auch nur die Spur eines Steilrandes zu sehen, der durch von N oder NW her kommende Schmelzwasser geschaffen sein könnte. Diesen lokalen Sander wollen wir als den Schlopper Sander bezeichenen, weil er seine Schmelzwasser in der Hauptsache von Rinnen empfing, die aus der Gegend von Schloppe her kamen.

7. Das Gebiet westlich der Baltischen Drageterrassen.

Komplizierter sind die Verhältnisse auf der Westseite der Drage. Dort liegt eine unruhig-wellige Landschaft, die teils flachwellig-grundmoränen-, teils kuppig-endmoränen-, teils kamesartigen Charakter trägt. In den Staatsforsten Hochzeit und Regenthin trägt sie z. T. prächtige Laub- und Mischwälder. Sie liegt teils höher, teils tiefer als die Baltische Terrasse und darum ist der letztere im W begrenzende Steilrand auch nicht überall gleichmäßig entwickelt. Es müssen daher in ihren Senken zur Zeit der Baltischen Entwässerung noch sehr viel Eisreste gelagert haben. Dies ist z. B. westlich des Eisenhammers der Fall an dem Gestell zwischen den Jagen 139 und 152 der Staatsforst Hochzeit (Meßtischbl. Nr. 1494). Dagegen steigt das Grenzgestell nur 750 m weiter im N zwischen dem Punkt 78 und der Straße Marzelle—Hochzeit über einen wohlausgeprägten Steilhang von ca. 5 m Höhe. Er gibt zum ersten Mal der trichterförmigen Zusammenfassung des Baltischen Dragesanders eine feste Begrenzung im W. Die Terrasse ist östlich davon eine reine Erosionsterrasse in Geschiebemergel. Zu dem Trichter zu rechnen ist auch noch eine Fläche in 72 m NN auf dem Ostufer der Drage öst-

lich des Gutes Steinbusch. Sie ist durch einen undeutlichen, ca. 3 m hohen Rand von dem hier in 75 m NN liegenden präbaltischen Schlopper Sander getrennt. In ihren höchsten Teilen östlich Wolgast an der Woldenberg—Hochzeiter Chaussee trägt die kuppig-wellige Landschaft in 73—75 m sanderartige Verflachungen, die südöstliches Gefälle haben. Sie brechen an mehr oder minder deutlichen Kanten über der umgebenden welligen Landschaft ab, die diesmal jedoch nicht den ausgesprochenen Charakter der Einschüttungslandschaft trägt. Trotzdem weisen zahlreiche geschlossene Senken und Kessel auf die Anwesenheit von Toteis hin. Diese plateauartigen Hochflächen sind besonders steril, der Kiefernwuchs auf ihnen ist besonders kümmerlich, und deshalb haben die Bestände hier besonders unter dem letzten Eulenfraß zu leiden gehabt. Weite Kahlschläge verschaffen deshalb zur Zeit einen ausgezeichneten morphologischen Ueberblick. — Wahrscheinlich haben sich die Schmelzwasser, die diese Ebenen schufen, mit denen des Schlopper Sanders vereinigt, doch läßt sich dies wegen des Fehlens von „Zeugenbergen" — (vgl. Nörenberger Sander!) — nicht beweisen. Ueberhaupt fällt die mangelhafte Ausbildung dieses Sanders, den wir den Wolgaster nennen wollen, im Verhältnis zu der des Schlopper Sanders auf.

Dieselbe Asymmetrie in der Entwicklung der präbaltischen Sander fanden wir beiderseits der unteren Küddow in der Gegend von Schneidemühl. Hier standen den weiten Flächen des Glumia- und Schmilauer Sanders im O die gering entwickelten nordwestlichen Randkegel des Usch-Schneidemühler Beckens gegenüber, die von den gewaltigen Endmoränen der Dombrowa-Eisrandlage ihren Ausgang nahmen. Zunächst ersehen wir hieraus, daß die Größe der Endmoränen in keinem direkten Verhältnis zu der Bedeutung, d. h. der Dauer der Stillstandsphase zu stehen braucht. Hierfür ist einzig und allein der Entwicklungszustand des zugehörigen Entwässerungssystems, d. h. der Sander maßgebend. Ferner erkennen wir, daß in beiden Fällen, sowohl an der Drage-, als auch an der Küddowmündung, die westlichen Eisloben rascher abgebaut wurden, als die östlichen, die noch Zeit fanden, ausgedehnte Schotterflächen vor sich zu entwickeln.

Eine andere Asymmetrie innerhalb des Dragegebietes verdient hier noch erwähnt zu werden. Alle großen Einschüttungslandschaften — die um Marienwalde, um Kratznick, um Rahnwerder und Zamzow — liegen — das Gesamtgebiet aller Dragesander betrachtet — auf der Westseite, während im Osten große, durchgehende Schotterflächen entwickelt sind. Diese bevorzugte Lage der großen Toteisgebiete zeigt uns auch, in welcher Art dieser beschleunigte „Rückzug" vor sich ging: Die Eismassen erstarben auf weite Strecken hin zu toten Eisfeldern, ähnlich wie wir es bereits am oberen Küddowsander (vgl. S. 17!) kennen gelernt hatten. Wahrscheinlich haben hierbei gewisse präformierte Erhebungen des Baltischen Höhenrückens abschnürend mitgewirkt, an die sich dann die Aufschüttung der großen Baltischen Endmoräne knüpfte.

Schließlich können wir noch eine große Asymmetrie zwischen dem Westen und Osten feststellen, wenn wir unser gesamtes Untersuchungsgebiet betrachten. Der Baltische Talboden an der unteren Drage ist etwa 2 km, an der unteren Küddow 7 und mehr km breit. Sicherlich beruht diese letzte große Ungleichheit außer der S. 49 gegebenen Erklärung auch darauf, daß das Baltische Küddowsystem noch längere Zeit in Betrieb gewesen ist, als bereits mit dem Abbau des Oderlobus begonnen wurde und die Schmelzwasser im Dragegebiet infolgedessen zu versiegen begannen.

Nach W bricht der Wolgaster Sander in einem 6—8 m hohen Abfall gegen tiefer liegende Geschiebelehmflächen ab. Im Zusammenhang hiermit steht die Tatsache, daß die Geschiebelehmflächen östlich Woldenberg von Deckton überlagert werden, wie ich durch freundliche Mitteilung von Herrn Dr. HORN in Regenthin erfuhr. Herr Dr. HORN hat in einem jetzt leider verfallenen Aufschluß am Gehänge des Großen Sees bei Woldenberg staffelbruchartiges Absinken dieser geschichteten Tone gegen den See zu feststellen können. Diese Beobachtung spricht für eine Ablagerung derselben über den z. T. noch eiserfüllten Rinnen, in die sie beim späteren Aufschmelzen hineinsackten.

8. Die Baltischen Drageterrassen und der Uebergang in das Netzetal.

Die gänzlich verschiedenen Landschaften auf der Ost- und Westseite des unteren Dragetales (vgl. Kap. 6 und 7!) waren bisher zu dem einheitlichen Gebilde „des“ Drage-Sanders zusammengefaßt worden, wodurch dessen ungeheure Breite von 10—15 km an dieser Stelle entstand. Die wirkliche Breite des Abflußweges der Baltischen Eisrandlage beträgt jedoch hier nur etwa 2 km. Das steht in Einklang mit der Breite der Baltischen Küddow-Terrasse bei Schneidemühl, die rund 7 km betrug[19]). Der Küddow-Sander entwässert nämlich eine Strecke der Baltischen Endmoräne, die zwei bis drei Mal so lang ist, wie die des (Baltischen) Dragesanders. Seine Ueberlegenheit über den Drage-Sander zu veranschaulichen, ist in dem Abschnitt über den Pilow-Sander versucht worden.

Wir hatten den baltischen Dragesander zuletzt bei seinem Eintritt in den Trichter von Eisenhammer—Steinbusch in 70 bis 72 m verlassen (vgl. S. 46!), wo sein Gefälle eine rasche Steigerung erfährt. Am Südende der Neuwedeller Diluvialinsel liegt sein Niveau südöstlich Zatten eine Zeit lang in gleicher Höhe mit dem des Kallieser Sanders. Erst südlich Marzelle sinkt er darunter ab. Es ist möglich, daß an dieser Stelle die Schmelzwasser des Nörenberger und Welschenburger Sanders unter Benutzung der durch den Kallieser Sander geschaffenen Flächen an der Ostseite der Neuwedeller Diluvialinsel vorbeifließend sich mit den Schmelzwässern des Sellnower Sanders vereinigt haben. Wir betonten jedoch

[19]) Das Gefälle ist im allgemeinen das gleiche.

schon oben (S. 43!), daß sich sichere Aussagen hierüber nicht machen lassen, da die Zusammenhänge der Schotterflächen im oberen Dragegebiet weithin zerstört sind.

Der Baltische Drage-Sander läßt sich dann in hochgelegenen Terrassenresten, die bisher nicht bekannt waren, im Dragetal abwärts bis auf die weiter oben beschriebene (S. 41) „Engere Baltische Terrasse" verfolgen. Damit fügen wir das letzte Stück in das große Entwässerungssystem, das wir von den Sanderflächen südlich Rummelsburg und dem Sellnower Sander zwischen Sellnow und Rohrbeck an einheitlich durchverfolgt und verbunden haben. Es beweist, daß an den beiden genannten Stellen zur gleichen Zeit ein Eisrand seine Schmelzwasser nach S entsandte, d. h. daß hier eine einheitliche Stillstandsphase der letzten Vereisung im Sinne der KEILHACK'schen „Großen Baltischen Endmoräne" existiert hat.

Die genannten Terrassenreste liegen an der Einmündung des Zuchowfließes, in 68 m NN, 2 km nördlich Hochzeit am Westufer der Drage in 67—66 m, 2 km südlich Hochzeit westlich der Försterei Kesselgrund in 63 m, nördlich der Einmündung des Mehrenthiner Fließes in 62—61 m. Gegenüber am Ostufer finden wir sie in der gleichen Höhe nördlich und südlich Drageschneidemühl. In der später noch zu besprechenden Enge von Glashütte (vgl. S. 51!) liegen sie in 60—59 m nordwestlich Friedrichsdorf in einem breiten Terrassenstück von fast 3 km Länge in 57 bis 53 m im Süden. Der Sander, der zwischen Selchowhammer und Friedrichsdorf 5 m über der Urstromtalterrasse hängt, ist also nicht der Baltische, wie KEILHACK noch annahm (vgl. S. 10!), sondern der präbaltische Schlopper Sander, (vgl. Kap. 7!) in den die Baltischen Drageterrassen bereits 5 und mehr m eingeschnitten sind.

Westlich Friedrichsdorf liegt die Baltische Drageterrasse in 53 m NN. Gegenüber am Ostufer können wir auf dem Sporn, der sich zwischen den jüngeren Drageterrassen und der Netzeniederung nach S vorstreckt, noch einmal sämtliche 3 Niveaus übereinander feststellen. Sie sind, entsprechend den schwachen Höhenunterschieden und der geringen Standfestigkeit des Materials nur durch niedrige Stufen getrennt. Ganz im S liegt die „Engere Baltische Terrasse" in 51—52 m, die wir zuletzt westlich Friedrichsdorf in 53 m verlassen haben. Sie besteht aus kreuzgeschichteten, teilweise sehr groben Schottern, die in mehreren kleinen Kiesgruben aufgeschlossen sind und in 2—3 m mächtigen Paketen süd- und südwestwärts fallen. Die nächsthöhere, die „Weitere Baltische Terrasse" liegt in 55—56 m und besteht gleichfalls aus kreuzgeschichteten Kiesen und Sanden. Der Rand, der sie von dem Schlopper Sander (62—63 m NN) absetzt, ist z. T. wenig deutlich und zieht, soweit sich erkennen läßt, in WSW—ONO-Richtung. Er weist in seiner östlichen Verlängerung gerade auf den Steilrand hin, der die Gr. Drensener Endmoräne von den südlich gelegenen Terrassenflächen trennt. Die „Weitere Baltische Terrasse" läßt sich also von den Flächen südlich Gr. Drensen über den besprochenen

Sporn von Dragefeld in südwestlicher Richtung fortsetzen. Dort liegen zwischen Friedrichsdorf und Dragebruch einerseits und Vordamm und Alt-Beelitz andererseits weite Flächen in 53—55 m NN. Sie sind aus kreuzgeschichteten Kiesen und Sanden aufgebaut, die meist südwestwärts fallen und von weiten Kiefernforsten bedeckt sind. Sie sind stark durch geschlossene Hohlformen oder in sie eingreifende, jüngere Niveaus zerteilt. Ein niedriger Rand trennt diese Flächen im N zwischen Friedrichsdorf und Lücks Teerofen von der 60—65 m hohen, welligen bis kuppigen Grundmoränenlandschaft, die bisher als ein Teil des Drage-Sanders angesehen wurde. Ein hoher Steilabfall scheidet sie indessen von den nordöstlichen Ausläufern der über 100 m NN hohen Driesener Endmoränenlandschaft und derem schmalen, 40—50 m über der Netzeniederung abgeschnittenen Sander. — Auf der Terrassen-Insel von Neu-Beelitz ist das Weitere Baltische Niveau, an ihren Kanten das Engere entwickelt. Eine ähnliche schwache Differenzierung scheint mir auf Grund des Studiums der topographischen Meßtischblätter jenseits der Grenze auf dem Südufer der Netze in der Gegend von Altsorge vorhanden zu sein.

Die Schmelzwasser aus dem Dragegebiet mündeten damals nicht dem Verlauf der späteren Drage folgend in den Baltischen Hauptstrom. Erst 3 km unterhalb der heutigen Einmündung vereinigten sie sich mit ihm in 49—50 m NN an der Südwestspitze der Terrasseninsel von Neu-Beelitz. Es bietet sich das typische Bild einer durch stärkere Aufschüttung des Hauptstromes *verschleppten Flußmündung*. Die entsprechenden Sedimente finden wir heute auf der Terrasseninsel von Neu-Beelitz und dem Sporn von Dragefeld in Form von groben, südwestfallenden Schottern. Die Längserstreckung der Insel und des Sporns weist darauf hin, daß damals beide noch als zusammenhängender Riegel Haupt- und Nebenfluß trennten. Erst später ist dann der Riegel an seiner schmalsten Stelle zwischen Dragekrug und Drageteerofen der vereinigten Seitenerosion beider Ströme zum Opfer gefallen, so daß wir heute Reste der Engeren Baltischen Terrasse sowohl auf der Südspitze des Sporns von Dragefeld als auch auf der Nordostecke der Terrasseninsel von Neu-Beelitz vorfinden.

3 km nördlich Friedrichsdorf tritt eine Verengung des Dragetales bei der Försterei Glashütte auf 1½ km ein. Die Oberfläche des Schlopper Sanders besteht hier in der zum Teil aus prächtigen Laubwäldern zusammengesetzten Filehner Forst aus erodiertem Geschiebemergel. Dieser zieht in einem breiten Saum ostwärts auf die Verlängerung der an ihrem Westende abgeschnittenen *Gr. Drensener Endmoräne* hin. Zuletzt tritt er in einer isolierten Sander-Insel, den *Bukawinnen Bergen* (Meßtischblatt No. 1568), an den Rand der Netzeniederung westlich Selchowhammer heran. Schon der Name dieser „Berge“ (Buchen-Berge) sagt genug über ihren geologischen Aufbau. Das Zusammenfallen der Enge mit dieser Geschiebelehm-Zone deutet darauf hin, daß hier einst eine Verlängerung der Gr.

Drensener Endmoräne nach W über das heutige Dragetal hinweg bestanden hat, deren erodierter Sockel noch in der Sanderfläche steckt. Sie bildet die natürliche Fortsetzung des Driesener Endmoränenbogens im W. Der einspringende Winkel, den beide Bögen an der Nahstelle in der Gegend des heutigen Dragetals bildeten, zeigt, daß schon damals an dieser Stelle eine Schmelzkerbe in der Gletscherfront bestanden hat. In ihr dürfte eine Uranlage der verschiedenen Dragesander zu sehen sein, die später den Oderlobus von dem Drage-Küddow-Gletscher trennten. — Wir erinnern uns, eingeebnete Geschiebemergelreste in ähnlicher Lage in der baltischen Küddowterrasse nördlich Schneidemühl angetroffen zu haben (vgl. S. 25!), wo diese in der östlichen Fortsetzung der Dombrowa-, Hunde- und Spring-Berge eine Verengerung auf 7 km erfährt. Vielleicht handelt es sich hier um Bildungen derselben Eisrandlage (Netzemoränen KORN's).

9. Beitrag zur postbaltischen Entwicklungsgeschichte der Drage.

Einen interessanten Beitrag zur postbaltischen, das heißt für das Gebiet der verschiedenen Dragesander postglazialen Entwicklungsgeschichte des Entwässerungssystems liefert das Dragetal. Da sie auch ein Licht wirft auf die von uns erörterten Abschmelzvorgänge, sei hier kurz darauf eingegangen.

2 km NO Neuwedell ist aus der Lücke zwischen dem nördlichen und südlichen Teil der Neuwedeller Insel heraus ein kleiner Sanderkegel nach O geschüttet worden. Er setzt in 101 m NN ein und wird dann bald in einem 4—5 m hohen Steilrand von jüngeren Sandern abgeschnitten. Dieser Sander bildet ein Beweisstück für unsere weiter oben gemachte Annahme einer gegen O gekehrten Eisrandlage, die sich von der Neuwedeller Diluvialinsel über Zatten und die Insel von Nemischbusch bis in die Gegend von Regenthin erstreckte. Er wird heute von einem Trockental in westöstlicher Richtung zerschnitten. Es ist in seinem Oberlauf 6—7, weiter unten 7—8 m in ihn eingesenkt. Sein Anfang streicht im W in etwa 94 m NN über dem Neuwedeller Becken in die Luft aus. Dies Becken ist mit sanften Hängen in das Diluvialplateau im N und S eingesenkt. In ca. 94 m finden sich ringsum — besonders im NW — leistenartige Verebnungen an diesen Hängen. Der Boden des Beckens wird von Tonen gebildet, die früher in mehreren Ziegeleien abgebaut wurden. Diese Tatsachen lassen darauf schließen, daß hier einst ein Seespiegel in etwa 94 m gestanden hat, der seinen Ausfluß nach O durch jenes Trockentälchen hatte. Das war aber nur möglich zu einer Zeit, als die typisch subglazialen, heute moorerfüllten Rinnen, durch die die Drage im NO in das Becken eintritt und es im SW wieder verläßt, noch nicht als Hohlformen existierten, denn der Dragespiegel liegt heute im Großen See bei Neuwedell bereits in 77 m NN. Da aber eine spätere, subaerische Schaffung der Rinnen ihrem ganzen Formenschatz nach

ausgeschlossen ist, müssen sie schon angelegt, aber durch irgend ein Medium ausgefüllt gewesen sein, das später verschwand. Das kann eben nur Toteis gewesen sein, wie wir auch weiter unten noch sehen werden. — Es ergibt sich die Frage nach dem damaligen Verlauf der Drage und dem Alter des Seespiegels.

Der Abfluß des Sees, jenes oben erwähnte Trockentälchen, mündet nach 2 km langem Lauf im O in 87 m NN in einen 500 m breiten, heute trockenen Talboden, der nur von einem kleinen Graben entwässert wird. Dieser Talboden läßt sich, allmählich schmaler und flacher werdend, nach N bis in die Gegend von Wildforth verfolgen. Er wird hier durch weite, unregelmäßige Toteissenken unterbrochen. Nach S zu läuft er, von der Buchtaler Mühle östlich Friedenau an, die Drage als Terrasse begleitend, in den großen Schuttkegel aus, der bei Kreuz in den Netzetalboden übergeht. Er ist ca. 15 m in die Baltische Sanderterrasse eingesenkt, also bedeutend jünger als diese. Demnach kann auch der Neuwedeller Stausee nur durch t o t e Eismassen aufgestaut worden sein, die noch in den Senken lagerten, denn das lebende Eis hatte sich zu dieser Zeit ja schon hinter die Baltische Endmoräne zurückgezogen. Für die Anwesenheit des Toteises sprechen auch die zahlreichen, steilwandigen Kessel, die bis in die jüngsten Drageterrassen herabgehen. Später, als die toteiserfüllten Rinnen dann ausschmolzen, wurde die Drage in diese bedeutend tieferen Senken hineingezogen. Darum sind in ihnen stets nur die jüngsten Terrassen entwickelt. — Wir sehen also, daß dieselben Faktoren, die schon bei der Gestaltung der Baltischen Entwässerungsbahnen mitwirkten, auch später noch kräftig in Erscheinung traten.

In dreifacher Parallele zeigt sich dieser Vorgang des Verlassens älterer, hochgelegener Talböden und des Hineinziehens in tiefe, subglazial geformte, nicht oder nur jung terrassierte Rinnentäler auf der Westseite der Drage. — SO Zatten erhielt die besprochene Mittelterrasse der Drage einen Zufluß von NW. Die später hier entlangfließende Drage nahm diesen Weg nicht wieder auf, sondern benutzte ein tiefes, mit subglazial gebildeten Formen ausgestattetes Rinnental nördlich Zatten, das hier die Neuwedeller Diluvialinsel in SW—NO Richtung durchbricht. Es kann zur Zeit des Zattener Trockentales noch nicht als Hohlform existiert haben, denn dieses streicht heute hoch über ihm in die Luft aus. — NW Hochzeit verläßt das Zuchow-Fließ den in SO-Richtung der Mittelterrasse zustrebenden Talboden und bricht in einem typischen Rinnental nach NO aus. — Genau so verhält sich das aus den Woldenberger Seen kommende Mehrenthiner-Fließ in der Gegend von Mehrenthin. Hier hat sich übrigens, ähnlich wie bei der verlassenen Drageterrasse östlich der Neuwedeller Insel, ein kleiner Nachkömmling des Fließes auf dem alten Talboden angesiedelt.

Durch welche Faktoren die postbaltische Eintiefung in den großen Haupttälern bedingt wurde — und das war schließlich auch die Ursache für die jungen Terrassierungen der Drage und Küddow —

läßt sich hier oben, in unserem Arbeitsgebiet nicht entscheiden. Auch hierbei hat jedoch, wie wir weiter oben gesehen haben, — wenn auch nicht als ursächliche Wirkung — das Niederschmelzen größerer, in den Senken lagernder Toteismassen eine Rolle gespielt.

D. Aeltere Sander im Raum zwischen Drage- und Küddowgebiet.

Im Gebiet zwischen unterer Drage und Küddow sollten nach der Karte von KORN 4 selbständige, ältere Sander vorhanden sein, die er allerdings nicht benannte: der Lemnitzer, der Eichfier—Kl. Drensener, der Straduhner und der Schönlanker. Sie reichen zum größten Teil nicht bis an die von uns verfolgte Baltische Haupttal-Terrasse heran.

Besonders kompliziert gestalten sich die Abschmelzvorgänge im Gebiet des Lemnitz-Sanders. 1931 erschien eine Arbeit von K. v. BUELOW über den „Wallberg von Deutsch Krone und das Gletschertor von Stranz" (2). In einer Karte, die er diesem Aufsatz beigab, verzeichnet v. BUELOW die keilförmige Spitze eines Sanders, der von den 3 km westlich Stranz den Eisrand in einem Gletschertor durchbrechenden Rinnen gespeist wurde. Wir wollen ihn den Lemnitz-Sander nennen. Sein weiterer Verlauf wurde nicht zur Darstellung gebracht. Auf der geologischen Uebersichtskarte von Pommern (37) und der von KORN (10), die sich in dieser Gegend ziemlich genau decken, ist sein Unterlauf mit merkwürdig gelappter Begrenzung dargestellt. U. a. soll in der Gegend südöstlich Mellenthin ein schmaler Hals die Verbindung mit dem langgestreckten Eichfier—Kl. Drensener Sander herstellen. Abgesehen davon, daß dieser letzte Sander nicht existiert, wie noch zu zeigen sein wird, müßte dieser Hals über eine wohlausgebildete Stufe im Diluvialplateau von 140 auf 120 bis 115 m herabsteigen. Im S sollte der (Lemnitzer) Sander an der Niekosker Endmoräne aufhören. Hier waren also Unklarheiten zu lösen.

An der Ostseite des Lemnitz-Sanders liegt die Dycker Endmoräne. Aber der Sander hat nicht nur ein Gefälle von N nach S, das auf die Schmelzwasser des Stranzer Gletschertores hinweist, sondern auch von W nach O, das also gegen die Dycker Endmoräne gerichtet ist. Sie kann also nicht die Hauptmasse der Schmelzwasser geliefert haben. Deshalb ist auch direkt unter ihr in der Gegend des Vorwerks Rosenfier die Sanderfläche auf der Ostseite des hier noch trockenen Lemnitztales als Erosionsterrasse in Geschiebemergel entwickelt. Ganz ähnliche Verhältnisse trafen wir früher südwestlich Krojanke an dem Rand des Glumia-Sanders gegen ältere Sander und Endmoränen bei Rogownitz (vgl. S. 24). Die Hauptmenge der Schmelzwasser scheint also ein in westlicher bis nordwestlicher Richtung zurückweichender Eisrand geliefert zu haben. Gehen wir dem Gefälle des Sanders in dieser

Richtung entgegen, so treffen wir im NW zwischen der Chaussee Ruschendorf — Schneidemühl und Ruschendorf — Deutsch Krone die Verzahnung des Sanders mit dem Diluvialplateau. KORN und v. BUELOW verzeichnen hier die Endmoränen des sog. „Tützer Bogens".

Anders liegen die Verhältnisse im W. Hier bricht der Sander in ungefähr 140 m NN in der vorhin erwähnten Stufe über der Grundmoränenlandschaft ab, die in rund 120 m liegt und sich nach SW senkt. Diese Stufe ist auch eine *‚ice-contact terrace'*, aber im Gegensatz zu den bisher besprochenen von lebendem Eis gebildet. Sie ist der innere Steilabfall des Vorschüttungsfeldes gegen den damals hier lagernden Eiskörper und etwa vergleichbar der auf S. 49 besprochenen. Dieser Rand wird nur 3 km östlich Mellentin unterbrochen, wo gewaltige Kiesmoränen an ihn herantreten, die heute im Großbetrieb ausgebeutet werden. Nach S zu findet er seine Fortsetzung in der jüngeren Staffel der Kl. Drensener Endmoräne. Der Lemnitz-Sander muß also in eine der letzten Phasen der KORN'schen „Netzemoränen" gehören.

Wie verhält sich der Sander an seiner Unterkante, der Südseite? — Hier löst er sich in einem gänzlich zerfransten Rand mit einer Unzahl von Plateaubergen und Halbinseln, Osern und Toteislöchern über einer typischen Einschüttungslandschaft auf. Sie liegt durchschnittlich in 110—115 m NN. Oestlich Niekosken an der Straße nach Rose kommen auch ein paar Geschiebelehminseln in ihr vor. Von den Plateau-Bergen sind westlich der Oberförsterei Rohrwiese von KORN (10) einige als „Endmoränen" gedeutet worden. Diese Auflösungszone erstreckt sich in ungefähr ostwestlicher Richtung über das Dorf Niekosken. Da der Sander auch ein Gefälle von W nach O hatte, liegt der Rand im W in 140—135, im O in 120—115 m NN. Das spricht dafür, daß der Sander im S wohl gegen und zwischen dort lagernde Toteismassen geschüttet wurde, daß aber sein endgültiger Abfluß dann doch nach O in hoch über der Rinne des Lemnitztales liegenden Erosionsterrassen erfolgt ist. Sie sind heute nur noch undeutlich erkennbar. Als entsprechendes Aufschüttungsniveau im Usch-Schneidemühler Becken kommt dem Gefälle nach nur das in 95 m in Frage. Von ihm hatten wir bereits in einem früheren Kapitel (S. 30) nachgewiesen, daß es gegen weithin in den Senken und auch noch auf dem Diluvialplateau lagernde tote Eismassen geschüttet worden sei.

Diese Annahme des Hauptabflußweges über die Lemnitzrinne hinweg gewinnt durch folgende Tatsachen weitere Wahrscheinlichkeit. Nach S zu geht die Niekosker Einschüttungslandschaft allmählich in eine typische Endmoränenlandschaft über. Geschiebelehmkuppen stoßen durch, Mischwald setzt ein. Die absolute Höhe beträgt 105—110 m. Diese Niekosker Endmoränen müssen durch die hinter ihnen (im Sinne der letzten Eisbewegung) lagernden Toteismassen hinreichend vor der Ueberschüttung und Zerstörung durch den jüngeren Lemnitz-Sander geschützt worden sein. Schon

aus diesem Grunde muß sich die Hauptmasse seiner Schmelzwasser in anderer Richtung, eben nach SO, ergossen haben.

Nach O zu gabelt sich die Niekosker Endmoräne. Die jüngere Staffel zieht in nordöstlicher Richtung auf die kuppige Grundmoränenlandschaft von Riege zu. Wo sie die Lemnitzrinne kreuzt, zeigt diese die typische Abknickung. Die ältere Staffel zieht in fast östlicher Richtung an Lemnitz vorbei nach Kappe. Dort wird sie von dem in einem früheren Kapitel (S. 28) beschriebenen Erosionsrand abgeschnitten[20]). Die Fortsetzung dieser Eisrandlage im O scheint einmal auf der Kattuner Diluvialplateau-Insel gelegen zu haben, wenn auch Endmoränen auf ihr nicht vorhanden sind. Im W stößt die Niekosker Endmoräne auf die Kl. Drensener Endmoräne, deren etwas vorgelagerter, älterer Staffel sie entspricht. Diese Nahtstelle ist von besonderer Bedeutung. Wir werden noch auf sie zurückkommen.

An der Chaussee Niekosken — Schönlanke bei der Försterei Niekosken bricht die Endmoränenlandschaft in einer an dieser Stelle 15 m hohen Stufe über dem im S gelegenen Vorgelände ab. Dieses ist von KORN (10) und der geologischen Uebersichtskarte von Pommern (37) als Sander dargestellt worden. Auf ihm liegen, z. T. an dem genannten Steilrand ihren Ursprung nehmend, die von KORN (9) eingehend beschriebenen 4 Schönlanker Oser. Diese Zahl läßt sich übrigens durch viele kleinere Gebilde ähnlicher Art beliebig vermehren. Schon die Anwesenheit der Oser spricht nicht gerade für die Sandernatur dieses Geländes. Im O und W der erwähnten Landstraße ist es zwar eben, aber von z. T. feuchten Laub- und Mischwäldern bestanden. Zu forstwirtschaftlichen Zwecken niedergebrachte 4 m-Bohrungen haben überall im Gebiet der Forst Schönlanke Geschiebemergel in geringer Tiefe unter einer dünnen Decke von Geschiebesand angetroffen. Das läßt darauf schließen, daß wir es hier mit der Fortsetzung der langsam nach N ansteigenden, schon früher erwähnten Stieglitzer Grundmoränenebene und nicht mit einem Sander zu tun haben. In sie eingesenkt liegen hier zahlreiche flache, gelappte Senken, die mit humosem Alluvium angefüllt sind. Sie sind heute meist melioriert und von einsamen, parkähnlichen Waldwiesen bedeckt.

Ganz anders dagegen sieht das Gelände zwischen der Niekosker Endmoräne und der Straduhner—Logo—Zasker-See Rinne östlich und südwestlich der eben beschriebenen flachen Grundmoränenebene aus. Hier ist der Geschiebelehmfläche eine in allen Variationen von langgestreckten, wohlausgebildeten Os-Wällen bis zu kleinen Kies- und Sandhügeln entwickelte Einschüttungslandschaft aufgesetzt. Das läßt darauf schließen, daß der o. e. Steilrand bei der Försterei Niekosken ein Aufschüttungsrand des leben-

[20]) Schon auf S. 27 hatten wir darauf hingewiesen, daß eine Fortsetzung in einem Gr. Wittenberger Endmoränenbogen in der von KORN (8, S. 407) angenommenen Form nicht existiert.

den Eises gegen totes im Vorland ist. Den Beweis für diese Annahme finden wir an der weiter oben bereits erwähnten Nahtstelle der Nickosker und der Klein Drensener Endmoräne 2 km westlich der Försterei Niewerder an der Straße Schönlanke—Eichfier. Hier ist von NW her ein kleiner, aber sehr gut ausgebildeter Sanderkegel aufgeschüttet worden. Dieser Sander bricht, wie auch ein kleiner, schwach ausgebildeter Ansatz südwestlich davon, in dem wiederholt beschriebenen, unregelmäßig gelappten Rand über der Einschüttungslandschaft in 92 m NN ab. Er liegt bezeichnenderweise schon etwa 10 m tiefer, als der benachbarte Teerofener Os. Er bezeichnet also ein weiter vorgeschrittenes Stadium im Niederschmelzen der toten Vorlandeismassen, in dem es stellenweise schon zur subaerischen Aufschüttung kleiner Sanderkegel kam. Die noch in geschlossenen Eisspalten aufgeschütteten Os-Wälle sind demnach in den ersten Phasen des Zerfalls der bewegungslos gewordenen Eismassen gebildet worden.

Im SO der Straduhner—Logo—Zasker-See Rinne liegt flache Grundmoränenebene, die auch hier teilweise von Mischwald bestanden ist. Auf ihr sitzen kamesartige Aufschüttungen, die sich an einigen Stellen zu Zügen zusammenschließen. Sie scheinen ihre Entstehung einer Eisrandlage zu verdanken, die von der Gornitzer Endmoräne über Stieglitz südöstlich an Schönlanke vorbei in SW—NO-licher Richtung verlief. Nördlich Behle enden sie an dem sanften Abfall, mit dem das Diluvialplateau gegen das Usch-Schneidemühler Becken im O absinkt. Wahrscheinlich ist die Fortsetzung dieser Randlage in den Kuppen zu suchen, die der Stöwener Geschiebelehminsel im SW aufsitzen. Jedenfalls gehört zu ihr der schon erwähnte (Vgl. S. 37) Schönlanker Sander, der einem Gletschertor dieser Stillstandslage 3 km SO Schönlanke seinen Ursprung verdankt. Wenn dieselbe in dieser Phase auch noch keine deutliche Schmelzkerbe zeigt, so ist er doch schon deutlich als Vorläufer des Lemnitz Sanders zu erkennen. Beider Ränder laufen einander parallel, abgesehen von der schärferen Einkerbung des Lemnitz-Sanders. Die Ränder des Schönlanker Sanders sind durch subglaziale Rinnen vorgezeichnet. Im NO hat er noch etwas über sie hinausgegriffen, im W erreicht er sie mit seinen Flächen nicht ganz. Ein paar os-artige, fingerförmige Vorsprünge, mit denen er hier östlich Hüttchen in die flache Rinnenlandschaft eingreift, sind auf der geologischen Spezialkarte als „Endmoränen" kartiert worden. An seinem unteren Ende hat er nicht mehr aufgeschüttet, sondern auch erodiert. Darum kann hier von einer Abnahme der Korngröße nicht die Rede sein. Bezeichnenderweise finden sich hier auch Aecker. Sie sind mit Geschieben und Geröllen, den Auswaschungsrückständen des Geschiebemergels, bestreut, der an vielen Stellen kaum 2 m tief im Untergrund ansteht.

Einer in nordwestlicher Richtung hinter die Kl. Drensener Endmoräne zurückgenommenen Eisrandlage sollte der Eichfier—

Klein Drensener Sander nach KORN (10) seine Entstehung verdanken. An seiner Stelle liegt jedoch ein wellig-hügeliges Gelände, das nur nordöstlich Jagolitz etwas ebener wird. Dies Hügelgelände ist teils aus ungeschichteter, sandig-kiesiger Grundmoräne, teils aus geschichteten Sanden und Kiesen aufgebaut. Für die Annahme einer Einschüttungslandschaft fehlen uns die Beweise in Form von über ihr abbrechenden Schotterflächen. Ein Sander ist es keinesfalls. Immerhin ist es verständlich, daß KORN gerade hier zu dieser Annahme kam. Warum, werden wir im Schlußkapitel über das Problem der Stufen im Diluvialplateau sehen. Die Arbeit schließt mit dieser Frage, die ungelöst blieb; nicht nur, weil sie aus dem eigentlichen Arbeitsgebiet, den Schotterflächen, bereits herausführt, sondern auch, um zu zeigen, daß noch genug Probleme in dem behandelten Gebiet der Lösung harren.

Das Problem der Stufen im Diluvialplateau.

Ein Grund, den KORN zwar nicht nennt, der ihn aber mit zu der Annahme eines Kl. Drensener Sanders veranlaßt haben könnte, ist folgender: rings um das besprochene Kies- und Moränenhügelgelände geht es in mehr oder minder sanften, aber deutlichen Stufen auf ebene Geschiebelehm-Hochflächen hinauf. Sie sind durchschnittlich 20 m höher als das darunter liegende Gelände, Im Osten sitzt ihnen als deutlich jüngeres Formelement die Kl. Drensener Endmoräne auf. Im Westen sind sie nur als große Inseln zwischen Hansfelde, Drahnow und Jagolitz entwickelt. Auf diese hatte KORN die zum angeblichen Kl. Drensener Sander gegehörigen Endmoränen verlegt. Aber gerade hier sind diese Geschiebelehm-Hochflächen völlig eben, wie eine flache Grundmoränenlandschaft. Keine Spur von Endmoränenkuppen ist auf ihnen zu entdecken, sofern man nicht die ganzen Inseln als solche zu Endmoränen stempeln will. Nördlich Hansfelde erwähnt KORN ein auf seiner Karte nicht dargestelltes Stauseebecken hinter der Endmoräne. Diese Annahme mag richtig sein, jedoch erklärt ein wahrscheinlich nur kurz dauerndes Stauseestadium nicht den 20 m hohen, nicht terrassierten Hang östlich des Ortes, die bis in die Gegend von Eichfier nach Norden gehenden Stufen und die weithin herrschenden Niveau-Unterschiede. Eine Erklärung durch fluviatile oder fluvioglaziale Erosion kommt wegen der Beschaffenheit des darunter liegenden Geländes ebenfalls nicht in Frage; desgleichen nicht lakustre Erosion, da eigentliche Brandungsterrassen unter den Stufen fehlen. Die randlichen Aufschüttungen der letzten Vereisung mit ihren frischen Formen unterscheiden sich gleichfalls deutlich von ihnen. Da sich nun die Endmoränen in gewisser Weise an diese höheren Stufenflächen knüpfen, wie wir an der Kl. Drensener Endmoräne bereits gesehen haben und am Dombrowa-Berg noch sehen werden, müssen sie vor dem Rückzug der letzten Vereisung bereits vorhanden gewesen sein. Vielleicht sind diesen Vollformen in gewisser Weise das Usch-Schneidemühler Becken und andere großräumige Hohlformen an die Seite zu stellen, die auf die Ausbildung der Loben, Zungenbecken, Schmelzkerben und Einschüttungslandschaften Einfluß hatten.

Der Dombrowa-Berg ist von KORN (10, S. 407) als Endmoräne bezeichnet worden. SOLGER (22, S. 5) erklärt ihn

im Zusammenhang mit der Os-Bildung bei Schönlanke als ein beim Rückzug der letzten Vereisung bereits vorhandenes Hindernis, eine Art Strompfeiler. Wie ist dieser Widerspruch zu lösen? — Sicherlich ist der 207 m hohe Dombrowaberg nicht in seiner ganzen relativen Höhe Endmoränenaufschüttung: Das umgebende Diluvialplateau ist im Süden rund 130 m, im Norden und Westen rund 150 m hoch. Wenn wir die Berliner Chaussee zwischen Arnsfelde und Kl. Wittenberg entlangwandern, kommen wir nordöstlich des Gutes Neuhof über eine ½ km breite, ostwestlich gestreckte Hochfläche. Sie liegt in rund 175 m NN und bricht in einer 20—25 m hohen Stufe, die im Norden sanfter, im Süden steiler ist, über dem umgebenden Diluvialplateau ab. Ihre Oberfläche besteht aus fettem Geschiebelehm und ist fast völlig eben. Sie trägt keine Spur einer Endmoränenbildung, während das im S darunter liegende Gelände alle Kennzeichen einer kuppigen Grundmoränenlandschaft trägt. Diese Hochfläche läßt sich nach O ansteigend, z. T. in isolierten, inselartigen Stücken verfolgen. Eine Lücke zwischen solchen benutzt die Eisenbahnstrecke Schneidemühl—Deutsch Krone nordwestlich Kl. Wittenberg. An ihrem Ostende liegt die Hochfläche bereits in 185 m NN. Auf ihr sitzt erst die Kieskuppe des eigentlichen Dombrowa-Berges mit nur 22 m rel. Höhe. Diese Hochfläche kann — ihren Formen nach ähnlich den Plateau-Stufen im Kl. Drensener Gebiet — ihren Ursprung nicht erst dem Rückzug der letzten Vereisung verdanken. Sie muß älter sein. Mit abnehmender Mächtigkeit des letzten Eises mußte sie in der Tat als hemmender Strompfeiler wirken und zwar, da die Eisströmung in dieser Gegend wohl schon z. T. aus NO, vom nachmaligen Weichselgletscher her, kam, am stärksten an ihrem zugleich am höchsten gelegenen Ostende. Hier kam es dann zur Aufschüttung der in ihren Formen von ganz besonderer Schönheit typischen Endmoränenlandschaft der Dombrowa-, Hunde- und Spring-Berge.

Welche Ursachen indes zur Ausbildung dieser älteren Formen, der Stufen, Hochflächen und Becken innerhalb des Diluvialplateaus beigetragen haben, ob Erosions- oder Aufschüttungsvorgänge beim Herannahen der letzten Vereisung oder inter- oder gar subglazial wirkende tektonische Ursachen, läßt sich heute wohl kaum noch entscheiden. Die Neigung des Diluvialplateaus, über große Räume hin ein Niveau inne zu halten und dann relativ schnell in ein anderes überzugehen, ist jedenfalls im Bereich unseres Untersuchungsgebietes weitverbreitet. Vielleicht ließe sich durch genauere Verfolgung der Grenzen dieser Niveaus einiges Licht in diese Fragen bringen.

Rückblick.

Werfen wir noch einen kurzen Rückblick auf die Entwicklung der bisher vertretenen Ansichten über die letzteiszeitliche Formgestaltung des besprochenen Gebiets.

KEILHACK hat als erster in großzügiger Art das Bestehen einer einheitlichen Eisrandlage auf dem Baltischen Höhenrücken und eines dazugehörigen Sandersystems erkannt. MAAS sah richtig, daß auf der Südabdachung des Höhenrückens noch Reste älterer Eisrandlagen zwischen den Baltischen Sandern vorhanden waren und daß einige der ältesten sogar verschiedentlich das Urstromtal kreuzen. Stauseen, wenn auch in kleinerem Umfange und durch andere Faktoren bedingt, haben tatsächlich bei der Ausgestaltung des Urstromtales mitgewirkt. — Die Kartierung der geologischen Spezialkarten brachte als Neues die Mitwirkung lokaler Sander bei der Bildung der ältesten Urstromtalterrassen. KORN verfolgte zum ersten Mal genauer die prä-baltischen Endmoränen zwischen Netzetal und Baltischem Höhenrücken und beschrieb das Abschmelzen eines älteren Lobus zwischen dem Oder- und Weichselgletscher. RABBEL sah am Beispiel „des" Drage-Sanders, daß die Sander z. T. keine einheitlichen Gebilde waren und daß sich bei ihrer Verbindung und Durchverfolgung Schwierigkeiten ergaben. SOLGER schließlich erkannte richtig, daß nicht alle Formen des zur Rede stehenden Gebietes dem Rückzug der letzten Vereisung ihre Entstehung verdanken, sondern teilweise älter sein mußten.

Ein Vergleich mit den vorgetragenen Ergebnissen dieser Arbeit zeigt uns, daß in dem Widerstreit der Meinungen, der teilweise recht heftige Formen annahm, doch überall Positives geschaffen wurde, daß in allen vermeintlichen Negationen ein Fortschritt der wissenschaftlichen Erkenntnis lag.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Im Gebiet der Küddow und Drage wird ein fluvioglaziales Schotterterrassen-System der letzten Vereisung verfolgt und von älteren und jüngeren Systemen getrennt. Auf Grund der Ergebnisse kann die Existenz einer bisher auf dem Hinterpommerschen Höhenrücken angenommenen einheitlichen Stillstandslage des letzten Inlandeises bewiesen werden. Bei der Durchverfolgung der Entwässerungsbahnen wird ein neuer Formentyp, der sich in der glazialen Serie: Endmoräne — Sander — Urstromtal zwischen Sander und Urstromtal oder Sander und Sander landschaftsbildend einschaltet, entdeckt und seiner Entstehung nach beschrieben: die Toteis-Einschüttungslandschaft. Sie bildet sich dort, wo sedimentbeladene, subaerisch fließende Schmelzwasserströme auf größere, vom aktiven Inlandeis bereits abgetrennte Toteisreste trafen. Die ebenen Schotterterrassen brechen dann teils in auffällig geraden, bajonettartig gewickelten oder fingerförmig zerlappten und gebuchteten, unregelmäßigen Steilrändern ab. Die Schichtung ihrer Sedimente streicht heute in die Luft aus. — Das darunter liegende Gelände zeigt alle Uebergänge von einer rein glazial geformten und durch das überlagernde Toteis nur konservierten Landschaft bis zu Formen, die sichtbar von den Einschüttungsrändern ihren Ausgang nehmen und sub- oder inglazialer Aufschüttung durch Schmelzwässer ihre Entstehung verdanken. — Wir finden daher zum Teil nur weite, moorerfüllte Wannen, Rinnen und Löcher, aufragende Geschiebelehminseln und eine kuppig-wellige Landschaft, die aus ungeschichteter, sandig-kiesiger Moräne besteht. Je mehr wir uns aber den Einschüttungsrändern nähern, desto unruhiger wird dies Gelände. Die Hügel bestehen aus geschichteten Sanden und Kiesen, erstrecken sich mehr und mehr in bestimmten Richtungen, die denen der Rinnen parallel laufen und auf die Spaltensysteme deuten, die den Eiskörper durchsetzten. Endlich schließen sie sich zu längeren, wallartigen Zügen und echten Osern zusammen, die oft unmittelbar zu den Einschüttungsrändern überleiten. Hier handelt es sich um subglazial, d. h. in geschlossenen Tunneln unter dem Eise entstandene Gebilde. Wir finden aber vor den Rändern auch ausliegerartige Plateauberge, die die Einschüttungslandschaft überragen, bis in das Niveau der Schotterterrassen reichen und von geschichteten Kiesen und Sanden aufgebaut oder bedeckt

sind. Ihre Aufschüttung ist schon in offenen Spalten und Lücken des Eises — inglazial — erfolgt. Häufig knüpfen sie sich an Aufragungen des Untergrundes, die zuerst die niederschmelzenden Toteismassen durchragten. Die Abflußniveaus der Schotterterrassen setzen dann unterhalb der Einschüttungslandschaft in der normalen, über die Plateauberge hinweg nach unten verlängerten Gefällskurve wieder ein.

Wo haben wir solche Einschüttungslandschaften zu erwarten? — Da das Abschmelzen des Inlandeises in seinen Randgebieten im wesentlichen ein Niederschmelzen, ein Abnehmen an Mächtigkeit war, wurden das Höhenland und größere, aufragende Erhebungen zuerst eisfrei, während in den Senken und Niederungen noch lange große Toteisreste liegen blieben. Hier wurden sie auch bald durch Ueberschüttung mit fluvioglazialen Sedimenten vor zu raschem Abtauen geschützt. Dementsprechend finden wir Einschüttungslandschaften in den Niederungen des Usch-Schneidemühler Beckens im Küddowgebiet und der Gegend von Rahnwerder im Dragegebiet zwischen dem Nörenberger Höhenland im W und dem Kallieser im O. — Schließlich ist im Prinzip auch jedes der zahllosen Rinnentäler in den großen Sanderflächen eine kleine Einschüttungslandschaft für sich; denn auch hier bewahrten zusammensinkende Toteismassen die durch subglaziale Schmelzwassererosion geschaffenen Hohlformen vor späterer Ueberschüttung durch die nachfolgenden Schmelzwasser der Sanderkegel. — Aber auch an anderen Stellen kam es zur Bildung von Einschüttungslandschaften, nämlich dort, wo durchschmelzende Erhebungen und Riegel des Untergrundes vom lebenden Eiskörper einen toten im Vorlande abtrennten. Dort kam es dann gar nicht oder nur zu ganz kleinen Ansätzen der Sanderbildung und die eventuell vorhandene Endmoräne trennt nur kuppige Grundmoränenlandschaft im Rückland und Einschüttungslandschaft im Vorland. Hier ist es natürlich schwer, eine genauere Abgrenzung zwischen beiden zu ziehen. Wir treffen solche Verhältnisse an der Niekosker Endmoräne, an der Kl. Drensener, an der Baltischen zwischen Rohrbeck und Glambeck und an manchen anderen Stellen.

Es wird ferner in der vorliegenden Arbeit versucht zu zeigen, daß die beiden in der amerikanischen Literatur unterschiedenen Rückzugsformen eines Inlandeises: „normaler Rückzug“ *(normal retrat)* und „Auflösung an Ort und Stelle“ *(dissipation ‚in situ‘)* sich nicht immer von einander scheiden lassen, sondern z. T. dicht neben einander in einem Wechsel von Terrassen- und Einschüttungslandschaften vorkommen. — Die Abhängigkeit der Toteisbildung vom Relief und ihre Bedeutung für die spätere Ausgestaltung der Senken wird veranschaulicht, die subglaziale Anlage oder Umgestaltung der meisten unserer heutigen Hohlformen und ihre Konservierung durch Toteis wahrscheinlich gemacht. Es wird gezeigt, daß Toteis nicht als *„deus ex machina“*, sondern als nachweisbarer, in seinen Auswirkungen fest umrissener Faktor

in die Erklärung des durch die letzte Eiszeit in Norddeutschland geschaffenen Formenschatzes eingesetzt werden muß.

TROLL war schon 1924 in seiner Arbeit über den diluvialen Inn-Chiemseegletscher zu der Ueberzeugung gekommen, daß Toteisreste in großem Maße im Alpenvorland — besonders in dem Winkel zwischen Inn- und Chiemseegletscher — bei der Formung der Landschaft mitgewirkt haben. Es darf uns nicht Wunder nehmen, wenn den ins Ungeheuerliche vergrößerten Verhältnisse des Skandanavischen Inlandeises diese randlichen Aufschüttungsformen im norddeutschen Flachland einen weit größeren Raum einnehmen, als man bisher erkannt hatte.

Zu welcher merkwürdigen Deutung der Einschüttungsränder man gelangen kann, wenn man die geschilderte Art ihrer Entstehung übersieht, zeigt eine Untersuchung von P. G. KRAUSE in Ostpreußen (11). Oestlich Mondtken in der Gegend von Allenstein (Meßtischbl. Nr. 805) bricht aus dem Höhenland, das alle Anzeichen einer Eisrandlage trägt, ein kurzer, bortenartiger Sander nach Osten gegen die Allesenke vor. Im N liegt er in 110—111 m NN, im S in 108—109 m NN. Zwischen Kainen und Kaltfließ bricht er in einem typischen Einschüttungsrand über dem Alletal (82 m NN) ab, wie ich dort selber feststellen konnte. Das Alletal hat hier die charakteristisch zerlappten Formen einer subglazialen Rinne, die sich in südwestlicher Richtung über Kaltfließ hinaus in das hier beginnende Osteroder Urstromtal fortsetzt. KRAUSE will nun diesen Steilrand so erklären, daß der Sander nicht, wie man es seinem Aufbau aus kreuzgeschichteten Kiesen und Sanden zufolge annehmen sollte, schwemmkegelartig von den Schmelzwässern vor dem Eisrand ausgebreitet worden ist, sondern daß er als ein dickflüssiges Sand-Wassergemisch wie aus einer Spülkippe aus dem Gletschertor herausgequollen sei. Der Steilrand sei der natürliche Aufschüttungs- und Erstarrungsrand der zähflüssigen Masse. — Das würde bedeuten, daß der Sander wie das Hervorbrechen eines Lavastromes einem einzigen, gleichsam eruptiven Vorgang seine Entstehung verdankte. Damit wären sämtliche bisher von der Eiszeitforschung erkannten Beziehungen zwischen Eisrandlagen, ihrer Dauer und Bedeutung und der Ausdehnung der zugehörigen Schotterflächen hinfällig. Ich glaube, durch die vorliegende Arbeit gezeigt zu haben, daß wir zu dieser außerordentlich schwerwiegenden Folgerung nicht genötigt sind. — Zwar unterscheidet KRAUSE an der betreffenden Stelle im ganzen zwei Aufschüttungsvorgänge[21]), kommt aber natürlich auf Grund seiner Deutung der Steilränder zu der Ansicht, daß der obere Sander der jüngere sei. Nun haben wir bereits im Usch-Schneidemühler Becken die mit dem Niederschmelzen des Toteises in zahlreichen, kleinen Absätzen erfolgte Tiefer- und Vorverlegung der Einschüttungsränder kennen gelernt (S. 27 ff.), und ich glaube, daß hier gar kein Zweifel ist, daß in allen solchen Fällen die tieferen Bildungen die jüngeren

[21]) Höchstwahrscheinlich ist jedoch das 111-m-Niveau bei Kainen mit dem in 109 m bei Kaltfließ identisch.

sind. Das Gegenteil könnte nur bei einer heranrückenden Vereisung der Fall sein, und dann wären so empfindliche Formen, wie die aus losem Schottermaterial bestehenden Kanten durch das darüber näherrückende Inlandeis längst zerstört worden. — Ein zweiter „Aufschüttungsrand", den KRAUSE südlich Mondtken erwähnt, ist ein einwandfreier Erosionsrand des hier in 108—110 m NN liegenden Osteroder Urstromtalbodens gegen einen älteren, lokalen Sander (116—118 m NN).

Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit konnte ich noch an zwei weiteren Sandern Norddeutschlands, die beide von der Baltischen Stillstandslage ausgehen, das Abbrechen in den beschriebenen Einschüttungsrändern über älteren, weiträumigen Hohlformen feststellen. Es scheint sich hier also um eine Gesetzmäßigkeit zu handeln, die von größerer als nur lokaler Bedeutung ist. Nördlich Zäckerick, Alt-Lietzegöricke, Güstebiese, Alt-Blessin und Bärwalde i. d. Neumark bricht der Mohriner Sander nach etwa 10 km langem, normalem Verlauf in einem zerlappten und gefingerten Steilrand in c. 50 m NN ab. Südlich davon liegt ein unregelmäßiges, welliges Sand- und Kieshügelgelände, in dessen tieferen Teilen bereits Geschiebemergel unter dünner Sanddecke auftritt. Nach S zu geht es allmählich in die Geschiebelehmflächen von Zellin und Klossow über. Hier gibt die geologische Karte (Gradabt. 46, No. 13, Bl. Bärwalde) eine ausgezeichnete Stütze der morphologischen Deutung. — Dieser Rand ist nun keineswegs identisch mit den verhältnismäßig jungen Erosionsrändern, die in weiten Uferkonkaven das heutige Oderbruch begrenzen. Er läßt zwischen Zäckerick und Alt-Bessin in rund 35—40 m NN noch eine $^1/_4$—$^1/_2$ km breite Landstufe zwischen sich und dem Rand des Bruchs, die sich nach O in die Geschiebelehmflächen gleicher Höhe zwischen Zellin und Klossow fortsetzt. Hier schwenkt er dann c. 1 km östlich Alt-Blessin vom Rand gegen das Bruch ab und zieht in weitem Bogen nach O, später nach NO über das Diluvialplateau, wo er sich an den Sparr-Berg 3 km westlich Bärwalde anlehnt. Wir sehen also, daß die zur Zeit der Baltischen Eisrandlage noch mit Toteis erfüllte Ur-Hohlform des Oderbruchs, in die der Sander geschüttet wurde, weit über dessen heutige Ränder hinausreichte und auch noch u. a. die verhältnismäßig niedrigen Geschiebelehmflächen zwischen Klossow und Zellin (35—40 m NN) mit umfaßte. Das Diluvialplateau im engeren Sinne beginnt dann im O anschließend erst mit durchschnittlichen Höhen von 60 und 70 m NN.

Etwa 1 km. nordwestlich der Linie Wusterwitz—Berneuchen—Neudamm i. d. Neumark bricht der von Hohenwartenberg an der Baltischen Eisrandlage herabkommende Wartenberger Sander in einem SW—NO ziehenden Einschüttungsrand in 55 bis 58 m NN ab. Südöstlich davor liegt eine typische Einschüttungslandschaft, die bisher als Sander aufgefaßt wurde. Daß davon nicht die Rede sein kann, zeigt uns eine Wanderung durch ihr überaus bewegtes Relief, das auf dem Meßtischblatt (Neudamm, No.

1701) durch die Namen Wild-Berge, Wein-Berg, Spring-Berg, Horth-Berg und Fiddelberg südöstlich Berneuchen zum Ausdruck kommt. Diese Berge ragen nirgends über die abwärts verlängerte Profillinie des Sanders empor. Sonst liegt die Landschaft bedeutend tiefer bei 45—47 m NN. Jüngere Verebnungen darin südlich Berneuchen in c. 44 m NN knüpften schon an den späteren Mietzellauf an. Erst südöstlich des Sennewitz Fließ' setzen in 50—51 m wieder ebene Sanderflächen ein, die auch von O (Berlinchener Sander) Zufluß erhielten. Sie bildeten die Fortsetzung des Wartenberger Sanderniveaus. Sie hatten zwei Auslässe nach dem Thorn-Eberswalder Urstromtal; einen älteren nach SO gegen Vietz hin und einen etwas jüngeren noch stark durch Toteisreste verstopften (Zerlöcherung!) nach SW in Verlängerung der weiträumigen Mietzel-Sennewitz-Niederung, die parallel zum Warthebruch in ONO-licher Richtung zieht. Wie dieses gehört auch sie zu den älteren, großräumigen Hohlformen, zu den großen Grundlinien, die den Bau der grenz- und neumärkischen Landschaft bestimmen. Daß es sich um solche handelt, zeigt im S das langsame Emportauchen der Geschiebelehminseln von Zorndorf und Landsberg aus den Sanderflächen. Die Senke ist also nicht erst durch die Sander geschaffen worden. Wir haben hier gewissermaßen ein in den ersten Stadien der Entwicklung steckengebliebenes Urstromtal vor uns, das nicht mehr ganz selbstständig geworden ist. Die beim Rückzug der letzten Vereisung bereits vorhandene Senke war zur Zeit der Baltischen Stillstandslage noch weithin mit toten Eismassen erfüllt. Davon zeugt der Einschüttungsrand bei Berneuchen, die Sand- und Kieshügellandschaft südlich davon und die großen, heute moorerfüllten Becken, die besonders in der Gegend von Gr. Fahlenwerder weite Räume einnehmen. Wir dürfen auf Grund der Analogie den Schluß ziehen, daß im südlich davon gelegenen Thorn-Eberswalder Urstromtal die Entwicklung in ähnlicher Weise vor sich gegangen ist, nur mit dem Unterschied, daß dort die postbaltische Erosion größere Ausmaße erreicht hat. Eine Exkursion des Geographischen Instituts der Universität Berlin in das Warthebruch im März 1933 unter Führung von Herrn Privatdozenten Dr. LOUIS konnte dies Ergebnis im wesentlichen bestätigen.

Literatur:

1. BUELOW, K. v.: Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückgang in Norddeutschland. — Z. D. Geol. Ges. 79 Mon. Ber. 8—10, S. 273—283; 1927.
2. BUELOW, K. v.: Der Wallberg von Deutsch Krone und das Gletschertor von Stranz. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1931, 52, S. 8—26.
3. BUELOW, K. v.: Randlagen und Rückzug des letzten Eises in Hinterpommern. — Z. D. Geol. Ges. 84, H. 4. S. 241—251; 1932.
4. FRASE, R. und SCHAPER, E.: Der nördliche Teil der Grenzmark Posen-Westpreußen und das Netzetal. — Veröff. Geogr. Sem. Techn. Hochschule, Danzig. Der Nordosten I. Breslau 1931.
5. HOEHNEMANN: Geologie der nördlichen Neumark. — Beitr. z. Heimatkunde d. Neum. H. 4/5. S. 3—38; 1914.
6. KEILHACK, K.: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des hinterpommerschen Küstengebietes. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1898, 19, S. 90—152.
7. KEILHACK, K.: Die Große Baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. — Z. D. Geol. Ges. 56, Briefl. Mitt. S. 132—141; 1904.
8. KLUSSMANN, H.: Betrachtungen über die geologischen Oberflächenformen des topographischen Aufnahmegebiets 1 : 25 000 in der Grenzmark und Pommern 1928. — Mitt. Reichsamt f. Landesaufn. 5, S. 286—290, Berlin 1929.
9. KORN, J.: Ueber Oser bei Schönlanke. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1908, 29, S. 532—538.
10. KORN, J.: Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1915, 36, II, S. 396—420.
11. KRAUSE, P. G.: Ueber Pseudoterrassen und Geländestufen im norddeutschen Diluvium. — Jb. Pr. Geol. L. 1929, Teil I.
12. LOUIS, H.: Die Talgeschichte der mittleren und unteren Oder. — Z. Ges. f. Erdk. Berlin, 1931, 5/6, S. 175—192.
13. MAAS, G.: Ueber Endmoränen in Westpreußen und angrenzenden Gebieten. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1900, 21, S. 93—147.
14. MAAS, G.: Zur Entwicklungsgeschichte des Thorn-Eberswalder Haupttales. — Z. D. Geol. Ges. 56, Briefl. Mitt. S. 40—49, 1904.
15. MAAS, G.: Das Thorn-Eberswalder Tal und seine Endmoränen. — Ebendort S. 159—164.
16. MEYER, H.: Geologie des Kreises Deutsch Krone und des Netzekreises. — Kreuz, 1927.
17. RABBEL, J.: Darstellung der neuen Anschauungen über Bildung und Bedeutung der Sander in Norddeutschland — am Beispiel des Dragesanders (nicht publiziert). Greifswald 1927.
18. ROEPKE, W.: Der Faktor „Toteis" in der Oberflächengestaltung Mecklenburgs beim Rückzug der letzten Vereisung. — Sem. Ber. Geogr. Ver. Univ. Rostock 1927/28, S. 31—40.
19. ROEPKE, W.: Der geologische und morphologische Bau der Baltischen Endmoränenzone in Ostpommern. — Leopoldina, 1930.

20. SCHMITZ und FRASE: Landeskunde der Grenzmark Posen-Westpreußen, Breslau 1929.
21. SCHNEIDER, O.: Ueberblick über den geologischen Bau Pommerns. — „Das Pommersche Heimatbuch" S. 1—94; Berlin 1926.
22. SOLGER, F.: Das grenzmärkische Gelände als Urkunde der Erdgeschichte. — Abh. u. Ber. Nat. Abt. Grenzm. Ges. II, Schneidemühl 1927.
23. SOLGER, F.: Eine geologische Durchquerung des pommerschen Landrückens. — Abh. u. Ber. Nat. Abt. Grenzmark Ges. V. Schneidemühl, 1930.
24. SWINARSKA, C. v.: Das Netze-Warthe-Urstromtal. — Diss. Breslau 1918.
25. TORNQUIST, A.: Das ostpreußische Samland in seiner Bedeutung für die diluviale Gestaltung von Ost- und Westpreußen. — Verh. Ges. D. Naturf. Aerzte, Königsberg 1910.
26. WOLDSTEDT, P.: Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1921, 42, S. 780—820.
27. WOLDSTEDT, P.: Die Potsdamer Glaziallandschaft. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1923, 44, S. 172—176.
28. WOLDSTEDT, P.: Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. — Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1926, S. 103—124.
29. WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. — Stuttgart 1929.
30. WOLDSTEDT, P.: Ueber Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtals. — Jb. Pr. Geol. L. f. 1931, 52, S. 59—67.

Karten:

31. Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse. Hrsg. v. Bureau d. Aussch. z. Unters. d. Hochwasserverh. Berlin 1896.
32. Meßtischblätter der Preußischen Landesaufnahme 1 : 25 000.
33. Einheitsblätter der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000, Nr. 25, 39, 40, 54, 55.
34. Geologische Karte von Preußen 1 : 25 000 nebst Erl. — Gradabt. 47, Nr. 5, 6, 11, 12, Gradabt. 48, Nr. 1—4, 7, 8. Berlin 1911 ff.
35. Geologisch-morphologische Uebersichtskarte der Provinz Pommern 1 : 500000. Entw. von KEILHACK. Berlin 1901.
36. Geologische Uebersichtskarte der Gegend von Czarnikau 1 : 100000 nebst Erl. Bearb. von JENTZSCH. Berlin 1911.
37. Geologische Karte der Provinz Pommern 1 : 500 000, bearb. v. KEILHACK. Berlin 1930.

Lebenslauf.

Ich, Horst-Gotthard Ost, evangelischer Konfession, bin am 13. August 1908 in Lübeck als Sohn des jetzigen Oberstudiendirektors Dr. Gotthard Ost in Berlin-Steglitz und seiner Ehefrau Hedwig, geb. Petersen, geboren. Ich besuchte die Oberrealschule in Bielefeld, die Humboldt-Oberrealschule in Essen, die Gauß-Oberrealschule in Braunschweig und die Oberrealschule in Berlin-Steglitz, wo ich Ostern 1927 die Reifeprüfung bestand.

Am 13. Mai 1927 wurde ich an der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin immatrikuliert, der ich zunächst bis Ostern 1928 angehörte. Ich studierte Geographie, daneben Geschichte und Deutsch. Später wählte ich an Stelle der beiden letzten Fächer Chemie und Biologie. Außerdem bestand ich vor dem Prüfungsausschuß des Provinzialschulkollegiums Berlin die Ergänzungsprüfung im Lateinischen und erwarb damit das Reifezeugnis eines Realgymnasiums. Meine Lehrer waren die Herren Professoren Breysig, Defant, Felix Hartmann, Herrmann, Krebs, Louis, Marcks, Metzner, Pschorr, Stangeland, Vogel.

Am 14. Mai 1928 wurde ich an der Universität Greifswald immatrikuliert, an der ich bis Ostern 1929 Geographie, Geologie, Chemie, Botanik und Zoologie studierte. Meine Lehrer waren dort die Herren Professoren Braun, Hartnack, Helferich, Jung, Leick, Schleede, Weigelt.

Seit dem 3. Mai 1929 bin ich wieder an der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin immatrikuliert, der ich zur Zeit noch angehöre. Ich studierte hier Geographie, Geologie, Chemie, Botanik, Zoologie und Philosophie. Meine Lehrer waren hier die Herren Professoren Dessoir, Diels, Nikolai Hartmann, Hesse, Krebs, Liebert, Louis, Mannich, Markgraf, Meyer, Penck, Pompeckj, Rühl, Solger, Spranger. Ihnen allen fühle ich mich zu tiefem Dank verpflichtet.

Druck: Der Gesellige, Schneidemühl.